

Approved For Release 2010/08/05 : CIA-RDP80T00246A036200010022-5

ГЕОЛОГИЯ КАМЧАТКИ

ГЕОЛОГИЯ КАМЧАТКИ

Approved For Release 2010/08/05 : CIA-RDP80T00246A036200010022-5

ТРУДЫ
ВСЕСОЮЗНОГО НЕФТЯНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА (ВНИГРИ)

ВЫПУСК 102

ГЕОЛОГИЯ КАМЧАТКИ

(СБОРНИК СТАТЕЙ)



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград · 1957

11-5-4

Три статьи сборника освещают по данным впервые проведенных маршрутных геолого-поисковых исследований основные черты стратиграфии, тектоники и нефтеносности Камчатского побережья Пенжинской губы.

Четвертая статья посвящена уточнению стратиграфии, фацциальному анализу и палеогеографии третичных отложений Тигильского района Западной Камчатки, где разрез этих отложений представлен наиболее полно, лучше изучен и может служить опорным для Камчатки и смежных областей.

Сборник представляет интерес для организаций и лиц, занимающихся геологическим изучением Камчатки и ее полезными ископаемыми.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Н. М. Маркин. Геологические исследования восточного побережья Пенжинской губы	5
Введение	—
Орогидрография	6
Стратиграфия	8
Тектоника	28
Полезные ископаемые	40
Литература	—
Н. М. Маркин. Третичные отложения восточного побережья Пенжинской губы	42
Введение	—
Некоторые черты орогидрографии района	43
Стратиграфия	44
Тектоника	68
Нефть	72
Уголь	74
Литература	—
Приложение. Описание обнажений по маршруту п-ов Маме-чинский — бухта Подкагерная	75
М. Ф. Двали. Геологическое строение Паланского района (западное побережье п-ова Камчатка)	95
Введение	—
Орогидрография	96
Стратиграфия	97
Тектоника	127
Нефтеносность и другие полезные ископаемые	134
Литература	136
Приложение. Описание геологических маршрутов, произведенных в Паланском районе	138
Б. Ф. Дьяков. Фациальный анализ третичных отложений и основные черты палеогеографии Тигильского района Западной Камчатки	180
Палеоген	—
Неоген	215
Литература	240

ОТ РЕДАКТОРА

Сборник содержит четыре статьи, написанные по материалам геолого-поисковых исследований ВНИГРИ на Западной Камчатке. Решение об опубликовании этого сборника было принято несколько лет назад, однако по ряду причин реализовать его оказалось возможным лишь в настоящее время. Материал этих статей, в значительной мере посвященный фактическим данным и наблюдениям по стратиграфическому расчленению третичного разреза и характеристике основных черт тектоники и перспектив нефтеносности, а также другим полезным ископаемым, представляет определенный интерес как результат впервые проведенных геологических исследований на ранее неизученной территории Камчатки. С другой стороны, в последние годы на этой территории возобновлены геолого-поисковые работы и намечается проведение региональной геологической съемки. Это обстоятельство также говорит в пользу опубликования статей, содержащих исходные геологические сведения по территории Западной Камчатки.

К одной из статей Н. М. Маркина и к статье М. Ф. Двали по итогам проведенных маршрутных исследований прилагается описание маршрутов. Фактический материал, независимо от построений и выводов, сделанных по нему авторами, имеет самодовлеющее значение и будет полезен другим лицам при дальнейшем исследовании этой территории. В ряде случаев по тексту публикуемых статей редактором сделаны примечания со ссылкой на отчеты различных авторов, находящиеся в ВГФ, по исследованиям в последние годы в северной части Камчатки.

В статье Б. Ф. Дьякова уточняется схема стратиграфии третичных отложений Тигильского района, где эти отложения наиболее полно развиты и лучше изучены, дается анализ фаций и мощностей, и на основе этого освещается палеогеография района в третичное время.

Н. М. Маркин

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

ВВЕДЕНИЕ

Маршрутные геолого-поисковые исследования проводились в 1936 г. по восточному берегу Пенжинской губы между р. Таловкой на севере и мысом Водопадным на юге (фиг. 1). Кроме того, был сделан маршрут вверх по р. Таловке. О геологическом строении этой области Камчатки менее всего было известно по данным прежних исследований.

Один из первых исследователей Камчатки К. Дитмар [1907] освещает лишь морфологию Срединного Камчатского хребта в данном районе, не касаясь его геологии.

Отрывочные сведения о Северной Камчатке, также лишь морфологического характера, мы находим у следующего исследователя — Г. Майделя [1894].

Путешествовавший по Камчатке в 1894—1897 гг. Н. В. Слюнин [1900], касаясь Срединного Камчатского хребта и Паранольского дола, также говорит о морфологии, но не о геологии указанных участков.

С. Ф. Машковцев и Н. В. Чуринов в 1913 г. пересекли Камчатку по линии бухта Корфа—бухта Рекишники. В опубликованной ими работе [1931] приводится ограниченное количество геологических материалов по району бухты Рекишники, где они закончили свой маршрут. В качестве предположений данные авторы высказывают мысль о том, что Мамечинский хребет сложен базальтами.

В 1933—1934 гг. берег Пенжинской губы посещается угольной экспедицией Дальстроя под руководством геолога Б. В. Хватова [1935 (ф)]. Часть материалов Б. В. Хватова, главным образом стратиграфических, опубликована в работах Ф. К. Рабиновича [1936], П. Н. Кропоткина и Н. Т. Шаталова [1936].

Наши наблюдения над условиями залегания пород, определения их возраста не подтверждают в ряде случаев наблюдений и выводов, сделанных в работе Б. В. Хватова [1935 (ф)].

ОРОГИДРОГРАФИЯ

Восточный берег Пенжинской губы от устья р. Таловки до мыса Крайнего имеет почти широтное направление, немного отклоняющееся к северо-западу. У мыса Крайнего берег моря круто поворачивает на юго-запад, таким образом, образуя с предыдущим направлением угол почти в 90° .

От мыса Валижген берег протягивается с севера на юг без каких-либо значительных отклонений.

У южного конца описываемого маршрута выделяется отдельным выступом полуостров Мамечинский, вдающийся в море на 6—7 км.

На всем этом протяжении, начиная от устья р. Таловки и кончая южной оконечностью Мамечинского полуострова, берег моря образует почти сплошной обрыв, отвесно спускающийся к морю. Высота обрыва колеблется от 100 до 300 м.

Поверхность района, примыкающего с востока к исследованному берегу Пенжинской губы, имеет возвышенный гористый характер. Эта сложная горная система Пенжинского хребта простирается в северо-восточном направлении, как и располагающийся далее к востоку Корякский хребет. Между этими хребтами располагается равнина Парапольского дола.

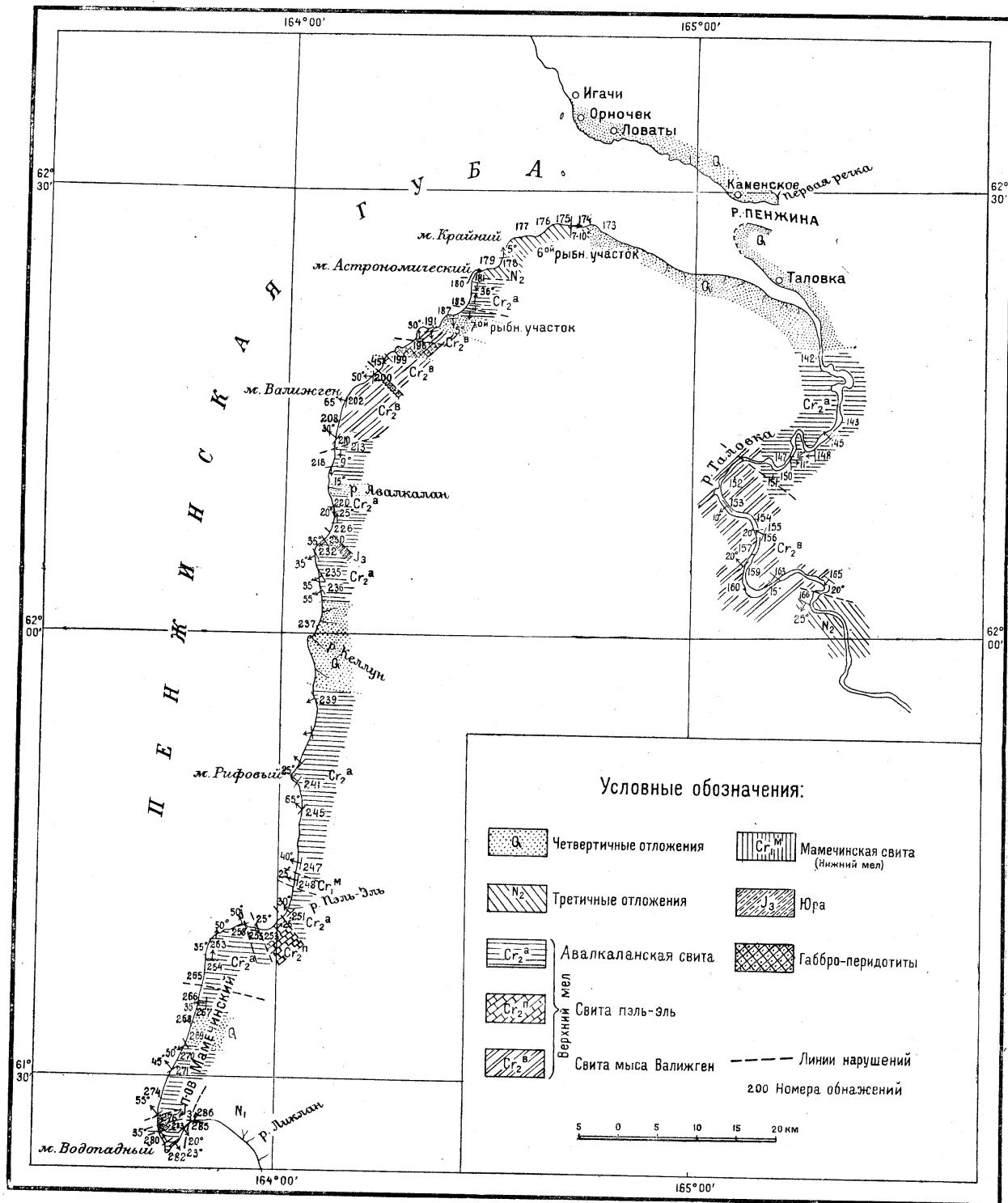
Представляется интересным вопрос о знаке современного движения береговой линии.

На протяжении всего описываемого участка во время больших приливов берег представляет собой сплошной непроник. Довольно значительная часть берега остается закрытой (т. е. образует непропуски) даже при незначительных приливах. Приливы в Пенжинской губе довольно велики и являются самыми большими во всем Охотском море. Максимальная разница уровней прилива и отлива достигает 12 м.

Реки Пенжины и Таловка впадают в бухту, глубоко вдающуюся в сушу. Образование этой бухты обусловлено, по-видимому, ингрессией моря, занявшего долины рек Пенжины и Таловки. Доказательством этому служит наличие речных террас, расположенных за пределами современных устьев рек, т. е. служащих ныне берегами бухты (фиг. 2).

Кроме того, промерами гидрографических экспедиций установлено наличие подводной гряды, тянущейся от острова, расположенного на середине линии мыс Крайний — с. Орночек параллельно берегам губы почти до косы, разделяющей современные устья рек. Указанная гряда почти целиком бывает видна в большие отливы.

Все эти обстоятельства (крутой заворот берегов, их обновление, наличие речных отложений) указывают на тот факт, что в недалеком прошлом устья рек Пенжины и Таловки находились на линии мыс Крайний — с. Орночек и гряда ныне подводных рифов,



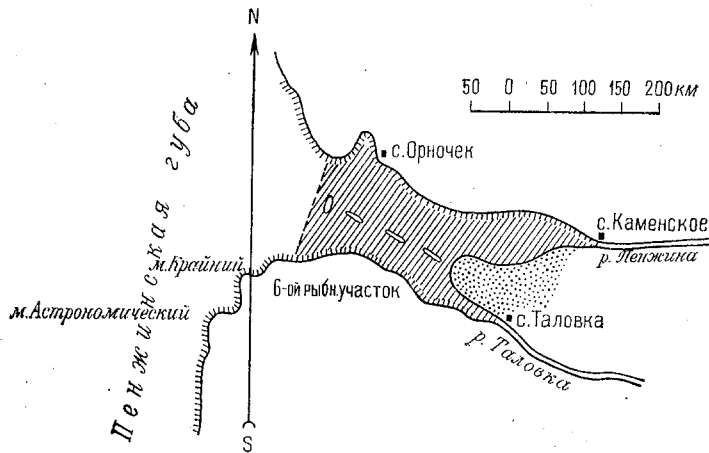
Фиг. 1. Схематическая геологическая карта восточного побережья Печоринской губы (м. Водопадный — р. Таловка). Составил Н. М. Маркин. 1947.

Запас 1176.

по-видимому, являлась водоразделом между ними. В настоящее время устья рек отнесены вглубь бухты из-за сильного наступания моря, занявшего долины указанных рек.

Образование останцев и небольших островов также подтверждают высказанное предположение о наступании моря.

В некоторых случаях отделение произошло очень недавно, так что вверху останца сохранилась растительность берега, небольшой почвенный слой и речные образования, хотя верхняя площадка останца иногда бывает не больше 3—4 м². Останцы от бе-



Фиг. 2. Северное окончание Пенжинской губы.

рега моря находятся на различных расстояниях (5—10—20 м) и соединяются с берегом во время отливов.

Большинство небольших рек Пенжинского района не имеет прямого выхода в море; они, как правило, подпруживаются и некоторое расстояние текут параллельно берегу моря. Благодаря, с одной стороны, большим приливам и, с другой, — наступанию моря, а следовательно, повышению базиса эрозии, река не в состоянии пробить себе русло среди наносов берегового вала, поэтому образуется большая запруда, и река или течет параллельно берегу моря, или в некоторых случаях просто просачивается через наносы и соединяется с морем во время больших приливов. В зависимости от скорости течения и мощности потока реки, коса, отделяющая реку от моря, бывает длинней или короче.

Все перечисленные факты — сильно размываемый постоянно обновляющийся берег моря, образование останцев в настоящее время, отеснение устьев рек Пенжины и Таловки вглубь материка, т. е. образование бухты в месте эрозионных речных долин,

подпруживание рек — говорят о сильном опускании суши, или, что то же, о наступании моря.

Несколько слов о реках Пенжинского района. Наиболее крупный водный бассейн имеет р. Таловка с ее многочисленными притоками. Она берет начало из большого Таловского озера, расположенного в Парапольском долу, почти на параллели Рекинникской бухты. Из Таловского озера река течет в северо-восточном направлении по Парапольскому долу, почти параллельно хребтам Мамечинскому и Срединному Камчатскому. На этом промежутке течения река принимает большое количество притоков как с правой, так и с левой стороны.

Примерно у 62-й параллели река круто поворачивает на северо-запад и при впадении имеет почти западное направление.

В районе Таловского хребта долина Таловки неширока, с довольно крутыми и высокими бортами и только при выходе из хребта достигает ширины нескольких километров (3—5 км).

Все остальные реки по восточному побережью Пенжинской губы — Авалкалан, Келлун, Мамета и часть безымянных — имеют довольно небольшое протяжение.

СТРАТИГРАФИЯ

В строении исследованного района¹ принимают участие, главным образом; отложения мезозойского возраста, менее значительная площадь покрыта осадками третичного периода и небольшое развитие имеют молодые четвертичные образования.

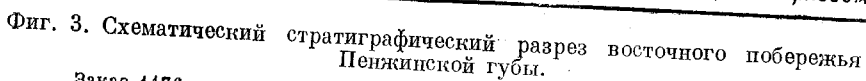
Из мезозойских отложений встречены верхнеюрские (оксфорд), нижнемеловые (альб) и верхнемеловые (фиг. 3).

Мезозойские отложения

Широко развитые мезозойские отложения, относительно богато охарактеризованные фауной, встречены на Камчатке впервые.

История открытия меловых осадков на Камчатке подробно изложена в статье Б. Ф. Дьякова [1935], где указывается, что фаунистически охарактеризованный мел был открыт в самые последние годы (Б. Ф. Дьяков—Тигильский район, 1932 г.; М. Ф. Двали —

¹ С. И. Федотов [1950 (ф)], производивший геологические исследования на побережье Пенжинской губы между рр. Маметчинкой и Куйвиваем, обнаружил в 10 км к северо-востоку от м. Водопадного на водоразделе Мамечинского хребта небольшое поле розовых доломитизированных известняков, которые он отнес к девону по аналогии с известняками с р. Урупки. В разрезе геологических образований Камчатки пока не обнаружено известняковых пород в более ли менее существенном развитии. Открытие С. И. Федотова, особенно если подтвердится девонский возраст известняков, будет иметь большое значение для разработки стратиграфической шкалы мезозойских образований Камчатки. *Ред.*



Паланский район, 1932 г. и А. В. Микулич — Хайрюзовский район, 1932 г.).

Указания на наличие меловых осадков на Камчатке были сделаны и ранее или в качестве догадок и сопоставлений с соседними странами, или по неправильно определенной фауне, когда мидии были приняты за верхнемеловые иноцерамы.

К этому нужно добавить, что находки меловой фауны в указанных районах были единичными и ими приходилось характеризовать толщи огромной мощности.

Юрские отложения.

Наиболее древними образованиями в исследованном районе следует считать толщу, охарактеризованную фауной белемнитов и отнесенную по возрасту к верхней юре.¹ Эти образования выражены темно-серыми, почти черными, очень плотными мелкооскольчатыми глинистыми сланцами. Среди сланцев имеются сильно трещиноватые песчанистые конкреции округлой формы, встречаются также выклинивающиеся прослои мергелеподобных песчаников.

Выходы пород описываемой толщи были встречены в двух пунктах восточного побережья Пенжинской губы: первый из них расположен в 5 км южнее устья р. Авалкала и второй — на южной оконечности Мамечинского полуострова. В первом случае в толще глинистых сланцев были обнаружены остатки белемнитов, которые Н. С. Воронец (1937) были определены как *Cylindroteuthis spicularis* Phillips и *C. obeliscus* Phillips. Присутствие данных форм белемнитов позволяет Н. С. Воронец говорить о принадлежности описываемой толщи к верхнеюрскому возрасту (оксфорд). Н. С. Воронец пишет: «Видовые названия этих образцов указывают, что как одно, так и другое обнажение (о втором обнажении речь ниже — Н. М.) принадлежат оксфордским отложениям. Эти виды известны из оксфордских отложений Англии».

Из этих отложений кроме белемнитов были собраны так называемые *Pleurochitites* — минеральное вещество, которое часто принимается за обломки толстых створок иноцерамов. Юрские образования в данном выходе сильно дислоцированы с падением на ЮЗ 210° под углом в 75°.

Во втором выходе, расположенном на южной оконечности п-ова Мамечинского, юрские образования представлены черными плотными глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников,

¹ С. И. Федотов [1950 (ф)] отнес к верхней юре основные эффузивы и их туфы (небольшое пятно на геологической карте С. И. Федотова в 20 км к востоку от м. Водонадного), перекрытые нижним мелом. Но ему, по-видимому, не пришлось наблюдать выходов палеонтологически охарактеризованной юры, описанных Н. М. Маркиным. *Ред.*

имеющих фауну белемнитов *Cylindroteuthis obeliscus* Phillips и *C. cf. obeliscus* Phillips.

Породы в данном месте имеют падение на СЗ 320° с углом в 55—60°.

Взаимоотношение юрских образований с окружающими отложениями в обоих случаях тектоническое. Так, в первом выходе — южнее р. Авалкалан — на юрские отложения с севера надвинуты отложения авалкаланской свиты по довольно крутой плоскости надвига, тогда как с южной стороны на юру трансгрессивно ложится верхний мел.

Во втором случае юра контактирует на севере по сбросу с верхне-меловыми образованиями, а на юге — с изверженными породами (габбро).

Имеющихся наблюдений над условиями залегания юрских пород недостаточно для уточнения положения последних и взаимоотношения с покрывающими и подстилающими породами в нормальном стратиграфическом разрезе. Некоторые указания на этот счет можно получить путем сопоставления с одновозрастными образованиями сопредельных стран Тихоокеанского побережья — Анадырско-Чукотского края, Аляски, Японии и материковой части ДВК.

Для Чукотско-Анадырского края Б. Н. Елисеевым были сделаны наблюдения, внесшие ясность в данный вопрос. В своей работе Б. Н. Елисеев [1935 (ф)], касаясь юрских образований, пишет, что им достоверно установлена только верхняя часть юры, которая без перерыва переходит в нижний мел, вернее вначале в слои, переходные к нижнему мелу с фауной *Aucella andersoni*.

У устья р. Алган последние слои совершенно согласно переходят в валанжинский ярус нижнего мела с богатой фауной ауцелл: *Aucella ocensis* P a v., *A. cf. subarensis* P a v., *A. tetrabrataluloides* L a h., *A. cf. robusta* P a v., *A. kayserlingi* L a h., *A. cf. pericformis* L a h., *A. cf. bulloides* L a h., *A. laguseni* P a v.

Формы встречаются в нижнем неокоме Европы, Северной Азии, Шпицбергена, Мексики и Калифорнии.

Противоположного мнения об Аляске придерживаются американские геологи. Трансгрессия верхнеюрского моря на Аляске была одной из наиболее обширных перед началом мелового периода, захвативших всю Аляску к югу от Аляскинского хребта. После этой трансгрессии, по С. Martin [1926], наступает большой перерыв в отложениях, благодаря чему выпадают самые верхние горизонты юры и нижние горизонты мела. С. Martin также предполагает наличие углового несогласия между юрой и мелом.

Из сказанного выше вытекает, что условия конца юрского времени на Анадыре и Аляске были не идентичны, т. е. согласный переход от юры к мелу на Анадыре и перерыв и несогласие на Аляске.

Свита Тетори (Япония) выражена осадками континентального характера; они вряд ли могут быть сопоставляемы по условиям образования с юрой Пенжинской губы, где наблюдаются осадки главным образом морского происхождения.

Юрские осадки на Сахалине до сих пор еще не встречены.

Из приведенного очень краткого обзора взаимоотношений верхней юры с нижним мелом в сопредельных странах можно, пожалуй, говорить об аналогии юры Камчатки (Пенжинский район) и юры Аляски: и на Аляске и в Пенжинском районе нет самых верхних горизонтов юры и также нижних горизонтов нижнего мела. Однако в условиях наблюдаемого тектонического контакта юры с верхним мелом вопрос о выпадении, в силу перерыва, верхней части юры остается для исследованного района открытым.

Нижний мел

В 5 км севернее устья р. Пэль-Эль встречены образования, отнесенные на основании фауны, по возрасту, к нижнему мелу. Имея относительно небольшое распространение по берегу моря, нижний мел образует антиклинальную складку, ограниченную с севера и юга (по протяжению) разрывами. По разрывам нижнемеловые образования контактируются с верхними горизонтами верхнего мела (сеном).

Нижний мел представлен довольно однообразной толщей песчанников. Песчаники серые, серо-зеленые и серо-зеленоватые, мелко- и среднезернистые, грубослоистые, с редкими конкрециями округлой формы и тонкими прослоями темно-серых плотных глин, вернее глинистых сланцев. Видимая мощность нижнего мела около 350 м.

Из пород нижнего мела Е. В. Ливеровской [1937 (ф)] определена фауна: *Inoceramus concentricus* Park., *In. aff. tenuis* Martell., *Puzosia* sp. indet. Кроме перечисленных выше форм, Б. В. Хватов [1935 (ф)] отсюда же приводит следующий список фауны, определенной В. И. Бодылевским: *Inoceramus gibberosus* sp. n. Bod., *Hamites* cf. *charpentieri* Pict., *Hyphantouras* (?) *pensehincensis* sp. n. Bod., *Gaudryceras* aff. *denseplicatum* Jimbo и флора *Pseudorotophyllum*.

На основании форм *Inoceramus concentricus* и *In. aff. tenuis* Е. В. Ливеровской вмещающие породы отнесены к альбскому ярусу.¹

К аналогичному заключению приходит и В. И. Бодылевский [1937], указывая, что наличие таких форм как *Inoceramus concen-*

¹ В более поздней работе «Стратиграфия и фауна верхнемеловых отложений восточного берега Пенжинской губы» 1947 г. Е. В. Ливеровская указывает для этих же пород следующую фауну: *Puzosia* sp. indet., *Inoceramus concentricus* Park. var. *nipponicus* Nag. et Mat., *In. tenuistriatus* Nag. et Mat. и склонна относить этот комплекс к низам верхнего мела, т. е. к сеноману. Ред.

tricus Park., *I. tenuis* Mantell. с несомненностью устанавливает альбский возраст пород.

Б. В. Хватов, касаясь отложений нижнего мела, указывает, что они согласно перекрываются верхним мелом. Однако наши наблюдения не подтвердили данного положения, кроме того, материалы самого же Б. В. Хватова никак не подтверждают им же высказанного предположения.

По-видимому, произошла какая-то ошибка в отнесении вышележащей толщи с *Inoceramus concentricus* Park. к верхнему мелу, что можно видеть из высказываний В. И. Бодылевского в статье: «О некоторых фаунах из меловых отложений Колымского края и Западной Камчатки» [1937]; он пишет: «Наибольшее количество образцов происходит из обн. 53, в котором, судя по присутствию *I. concentricus*, представлен альб (разрядка В. И. Бодылевского — Н. М.).»

Детализируя взаимоотношение верхнемеловой толщи с нижележащими породами в районе мыса Астрономического, по данным Б. В. Хватова, А. Н. Криштофович [С. Н. Наумова, 1936] пишет: «В районе мыса Астрономического верхнемеловые отложения имеют несколько иной, по Хватову, характер. Они начинаются толщей конгломератов из хорошо окатанной и плотно сцементированной гальки различных размеров, из перидотитов, гранит-аплитов и габбровых пород. Местами толща залегает на верхнем триасе, например в обн. 39 у мыса Астрономического в устье реки Кончитаево она лежит непосредственно на габбро».

Как видно из приведенной цитаты, вряд ли можно говорить о согласном налегании верхнемеловой толщи на нижележащие породы во всем Пенжинском районе.

Ко всему сказанному нужно добавить, что упоминаемый автором описываемой верхнемеловой толщи *Inoceramus lamarcki* действительно там найден, однако породы с этой формой отделены от нижележащих большим сбросом и никак не имеют постепенного перехода.

Если теперь еще добавить, что свита мыса Валижген совершенно определенно залегает трансгрессивно и по возрасту может быть отнесена к сеноману — низам турона, т. е. является аналогом гилляцкой свиты Сахалина, то о согласном залегании верхнего и нижнего мела не может быть и речи.

Горизонтов нижнего мела древнее альба в исследованном районе встречено не было.¹

¹ Для соседнего района южной части Мамечинского хребта С. И. Федотов [1950 (ф)] выделил в нижний мел толщу, мощностью 3500 м, песчано-глинистых отложений с фауной и с конгломератами в основании разреза. Возможно в маршруте по морскому берегу Н. М. Маркину удалось наблюдать лишь небольшую часть мощного разреза нижнего мела. *Ред.*

Верхний мел

В исследованном районе фаунистически выделяется верхний мел, расчлененный нами на следующие свиты снизу вверх:

- 1) свита мыса Валижген,
- 2) свита пэль-эль,
- 3) свита авалкаланская.

Свита мыса Валижген выделяется довольно отчетливо, тогда как выделение остальных свит сопряжено с некоторыми трудностями. Эти трудности усугубляются тем, что вся толща меловых образований сильно нарушена дизъюнктивными дислокациями, так что в большинстве случаев имеются тектонические контакты между отдельными свитами. Литологически свиты плохо различимы.

Учитывая эти соображения, мы приходим к выводу, что выделенные свиты могут иметь только местное значение, присущее району Пенжинской губы.

Свита мыса Валижген. В районе мыса Валижген на восточном побережье Пенжинской губы выделяется свита, параллелизуемая нами с гилацким ярусом Сахалина и Японии.

Разрез этой свиты начинается довольно мощной пачкой конгломератов, которые ложатся на изверженный массив, образованный порфиритами. Конгломераты по окраске резко разделяются на две почти равные части. Нижняя часть имеет общую малиновую, вернее красно-фиолетовую окраску, тогда как верхняя окрашена в зеленовато-голубоватый цвет. Никаких других различий между ними нет; гальки состоят из изверженных пород, хорошо окатанных, с диаметром, не превышающим 15—20 см, плотно сцементированных.

На конгломераты налегают песчаники серые, серо-зеленые, мелко- и среднезернистые, с тонкими прослоями конгломератов. Выше залегают песчаники светло-серые, почти белые, слоистые, плитчатые, плотные, мелко- и тонкозернистые. Среди песчаников видны прослои плотных светло-серых слоистых сильно песчаных глин. В глинах в изобилии встречены обуглившиеся растительные остатки.

На этой пачке песчаников и песчаных глин залегают каменные угли. Макроскопически угли довольно плотные, черные, блестящие, переслаивающиеся с неблестящими и матовыми прослоями. Кроме того, эта пачка углей мощностью 15 м разделена довольно частыми и очень тонкими прослоями светло-серых мелкозернистых песчаников.

На угли налегают небольшой мощности глины (до 3 м) темно-серые, почти черные, очень плотные, оскольчатые, местами песчаные. Выше залегают песчаники серо-зеленые, темно-серо-зеленые, средние- и мелкозернистые, с редкими гальками извержен-

ных пород, очень плотные, массивные и грубослоистые. Среди песчаников залегает очень тонкий прослой с фауной довольно плохой сохранности, среди которой Е. В. Ливеровской определена *Callista pseudoplana* J a h e et N a g a o.

Над песчаниками снова появляются угли черные, блестящие, слоистые с тонкими и частыми прослоями песчаников. Угли покрываются песчаниками серыми и светло-серыми, плотными, слоистыми, мелкозернистыми, с множеством растительных остатков (растительного детрита). Выше залегает небольшой мощности прослой глин темно-серых, почти черных, местами сильно песчаных, очень плотных. На глины налегают темные зеленовато-сероватые мелкозернистые песчаники.

Выше следует небольшой перерыв в обнажениях.

После перерыва, выше стратиграфически, следует переслаивание серых, светло-серых мучнистых мелкозернистых песчаников с темно-серыми плотными оскольчатыми глинами и ржаво-бурыми и желто-бурыми средне- и крупнозернистыми песчаниками.

На описанную пачку ложатся небольшой мощности отложения, состоящие из чередования нескольких прослоев черных оскольчатых глин, слоистых черных углей, мощностью не больше 0,5 м, светло-серых, тонкозернистых плотных глинистых песчаников с обуглившимися растительными остатками и серо-зеленых среднезернистых плотных песчаников. Эта пачка заканчивается плотно сцементированными конгломератами с тонкими прослоями крупно- и грубозернистых песчаников.

Над конгломератами залегает мощный пласт песчаника, средне- и мелкозернистого, зеленого и темно-зеленого, очень плотного с редкими, небольшой мощности прослоями плотно сцементированных конгломератов, которые местами имеют ржаво-бурую окраску.

Выше видны массивные, очень плотные мелкозернистые песчаники, серо-зеленого и грязно-зеленого цвета, также с редкими прослоями конгломератов. Эта очень большой мощности пачка серо-зеленых, грязно-зеленых и зеленых песчаников с прослоями конгломератов занимает всю верхнюю часть описываемой толщи.

Самых верхних горизонтов нами не наблюдалось только потому, что контакт с вышележащими отложениями тектонический.

Таким образом, свита мыса Валижген выражена внизу мощной пачкой конгломератов, над которыми залегает небольшой прослой с фауной, выше него следует довольно мощная пачка переслаивания песчаников, тонких прослоев конгломерата, очень плотных «черных» глин с подчиненными прослоями каменных углей.

Самые верхи, обнаженные и наблюдаемые в исследованном районе, выражены главным образом песчаниками, очень мощными, плотными с прослоями, довольно частыми, плотно сцементированными конгломератов.

Мощность описанной свиты мыса Валижген, вместе с конгломератовым горизонтом, доходит до 1500 м. Мощность конгломератового горизонта в низах этой свиты достигает 300 м.

Аналогичными образованиями, по-видимому, являются породы, встреченные по р. Таловке, примерно в средней части пройденного по ней маршрута. Аналогичными они являются потому, что найденная в них фауна (определенная Е. В. Ливеровской как *Trigonia subovalis* J i m b o), известная из тригониевых песчаников Хоккайдо и айнуесского яруса Сахалина, является, по-видимому, одновозрастной с фауной свиты мыса Валижген, где найдена *Callista pseudoplana* Y a b e and N a g a o, так как та и другая формы встречены в одновозрастных слоях Сахалина и Японии. Кроме того, литологический состав обеих свит мало отличен.

Образования, встреченные на р. Таловке, представлены сверху вниз.

Серые, серо-зеленые, грязно-зеленые, оливковые среднезернистые плотноватые песчаники, косослоистые, неравноплитчатые.

Ниже продолжают залегать те же песчаники с темно-бурой каймой по краям трещин, средне-, крупно- и местами грубозернистые, иногда с включениями мелких галек изверженных пород.

Песчаники косослоистые, местами с волноприбойными знаками на плоскостях наслоения. В песчаниках наблюдаются неясные растительные отпечатки и, редко, окрепшие древесные остатки.

В большинстве случаев песчаники имеют глыбовую отдельность, местами грубослоистые. Местами на поверхности видно ржаво-бурое окрашивание.

Данная толща песчаников имеет довольно значительную мощность и сравнительно однообразна по литологическому составу.

В нижней половине описываемой толщи появляются прослои конгломератов, мощностью не больше 1 м, и тогда в самом низу видимой части разреза мощность конгломератовых прослоев увеличивается до 5—7 м.

В описанной толще фауны не встречено, и только на юго-восточном крыле антиклинали, там где разрез повторяется, в одном из очень небольших прослоев, расположенных внизу, найдена *Trigonia subovalis* J i m b o.

Песчаники, слагающие юго-восточное крыло антиклинали, не имеют литологических различий с песчаниками северо-западного крыла, за исключением увеличения содержания растительных остатков. Песчаники также имеют прослои конгломератов. В одном из обнажений среди песчаников была найдена фауна, которая определена как *Cusculaea kamtschatica* sp. n.

По литологическому составу описанные отложения на р. Таловке сходны с верхней частью свиты мыса Валижген, которая также представлена песчаниками серо-зеленых тонов с прослоями конгломератов.

Больше по пройденному маршруту аналогичных образований нами не встречено.

Переходя к определению возраста свиты мыса Валижген, нужно заметить, что мы имеем очень немного данных для суждения об этом. Как уже упоминалось выше, из найденных фаунистических остатков определены только *Callista pseudoplana* Yabe and Nagao, *Ciculaea kamtschatica* sp. n., *Trigonia subovalis* Jimbo — формы, известные из слоев мыса Хой на Сахалине, и зоны *Pectunculus* тригониевых песчаников Хоккайдо, которые по возрасту относятся к сеноман — турону.

Кроме того, из верхов данной свиты по сборам Б. В. Хватова А. Н. Криштофовичем определена флора, которую он относит к верхам сеномана — низам сенона: *Filices* gen. sp., *Tumion suspectum* Hollick, *Sequoia* sp., *Coniferae* gen. sp., *Platanus newberryana* Heer, *Credneria inordinata* Hollick, *C. spatiosa* Hollick [П. Н. Кропоткин и Н. Т. Шаталов, 1936].

Таким образом, из свиты мыса Валижген мы имеем ограниченное количество определенной фауны, указывающей по аналогии с сопредельными странами на возраст от низов сеномана и, по-видимому, до верхней части турона, и флору, возраст которой А. Н. Криштофович определяет как сеноман — низы сенона.

Мы склонны думать, что возраст свиты мыса Валижген будет преимущественно сеноманский, возможно захватывающий часть турона. Доказательством служит хотя бы то, что в исследованном Пенжинском районе нижнесенонские отложения залегают трансгрессивно, тогда как перерыва внутри свиты мыса Валижген мы не наблюдали, что можно утверждать с достоверностью, так как весь разрез обнажен.

С другой стороны, в южной половине исследуемого района нами обнаружены верхнетуронские отложения, охарактеризованные фауной иноцерамов, которые также не были встречены в разрезе свиты мыса Валижген. И, наконец, во всех сопредельных странах — Сахалине, Японии, Аляске и Чукотско-Анадырском крае — нет непрерывного разреза, начиная с низов сеномана и кончая низами сенона, а, как общее правило для всех указанных стран, существует перерыв, захватывающий или часть или весь турон.

Все это говорит за то, что верхнюю возрастную границу свиты мыса Валижген никак нельзя поднимать до сенона и будет правильнее проводить ее где-то в нижней части турона.¹

¹ В стратиграфической схеме С. И. Федотова [1950 (ф)] для соседнего района возрастным аналогом свиты мыса Валижген (C₁²) является толща андезитов и их туфов (мощность 300 м), перекрытая с перерывом вулканогенной толщей (туфы, туфобрекчии, липариты, дациты, мощность 800 м), отнесенной им к C₂². На последнюю, в свою очередь, опять с разрывом залегает мощная песчано-конгломератовая толща (мощность 2000 м) с морской фауной и с прослоями углей, являющаяся вероятным аналогом авалкалаевской свиты Н. М. Маркина. *Ред.*

Если теперь обратиться к сахалинской и японской колонкам мелового разреза, то в промежутке сеноман — низы турона помещается гиляцкий ярус.

Гиляцкий ярус Сахалина, по описанию А. Н. Криштофовича, образован конгломератами, глинистыми и углистыми сланцами с подчиненными прослоями углей. Отложения данного яруса происходили исключительно или почти исключительно в континентальных условиях, характеризующаяся остатками растений и пластами углей.

Отложения свиты мыса Валижген, по-видимому, образовывались, главным образом, в континентальных условиях, это видно хотя бы потому, что встречены в изобилии растительные остатки и прослой углей по всему разрезу. Об условиях образования углей из этой же толщи С. Н. Наумов [1936] пишет: «... следует заметить, что накопление материнского вещества происходило в пойменных низменных болотах». «Этот тип накопления является разновидностью автохтонного, при котором растительный материал накапливался на месте, а минеральные вещества периодически приносились полыми водами».

Отсутствие фауны, кроме очень небольшого прослоя в самом низу свиты, также указывает на преобладание континентального режима при образовании данных осадков.

Все перечисленные признаки — наличие базального конгломерата, растительных остатков, прослоев углей и, главным образом, аналогичной фауны и флоры, континентальный характер образований — все это вместе сильно роднит свиту мыса Валижген с гиляцким ярусом Сахалина и Японии.

Свита пэль-эль. При описании стратиграфической колонки исследуемого района нами выделяется свита, которую, по-видимому, следует поместить непосредственно над свитой мыса Валижген. Слово «по-видимому» ставится потому, что непосредственного контакта между указанными свитами нами не наблюдалось. Свита пэль-эль имеет тектонические контакты как с одной, так и с другой стороны. Выделение же данной свиты диктуется фаунистическими находками, по которым можно установить возраст почти с несомненностью — самые верхи турона.

Почти сразу на правом берегу речки Пэль-Эль¹ в одном из мест берегового обрыва с песчаником, содержащим фауну *Grammatodon sachalinensis* Schmidt, что соответствует верхней части сеноманского яруса, тектонически по сбросу контактируют песчаники, очень плотные, темно-серые, почти черные, похожие на кремне- (в полосе нарушений они раздроблены). Падают на СВ 45—50° с углом 25°.

¹ Это р. Мамет, см. Госуд. карту СССР, 1 : 1 000 000, изд. 1942 г. *Ред.*

² Заказ 1 76.

Ниже описанных песчаников видны на довольно большую мощность темно-серые, почти черные, сильно глинистые песчаники с прослоями серых и серо-голубоватых окремнелых песчаников с редкими прослоями серо-коричневатых, плотных окремнелых песчаников, сохраняющих то же падение.

Стратиграфически ниже появляются песчаники, серо-зеленоватые, темно-серые с зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистые, довольно плотные, грубослоистые. Среди песчаников видны небольшие прослои конгломератов, вернее прослои галек, расположенных в один ряд.

Наблюдаются прослои грубозернистых песчаников грязно-зеленого цвета с остатками иноцерамов. В этой однообразной толще видны конкреции из более плотного серого и темно-серого мелкозернистого песчаника. В этих же грубослоистых песчаниках найдены иноцерамы, достигающие в длину 50 см с громадными поперечными ребрами и местами сохранившейся раковиной. Из собранной фауны Е. В. Ливеровской определены:¹ *Inoceramus lamarcki* P a r k., *In. hirtus* sp. n., *In. pel-elensis* sp. n.

Уже у самой речки Маметы на правом берегу стратиграфически ниже описанных песчаников залегают темно-серые, почти черные, сильно песчаные мелкооскольчатые глины с конкрециями и выклинивающимися прослоями из плотных серых и темно-серых мелкозернистых песчаников.

Описанные породы, как и предыдущие, падают на СВ 45° с углом 25°.

На всем остальном протяжении нашего маршрута не пришлось наблюдать пород, которые можно было бы отнести к свите пэль-эль.²

Что же касается возрастного положения последней, то по этому поводу Е. В. Ливеровская [1937 (ф)] пишет:

«Несколько более молодыми, т. е. туронского, а может быть даже нижнесенонского возраста, являются породы обнажения 253, из которого определены следующие формы: *Inoceramus lamarcki*, распространенный в туроне и низах сенона Европы, омгонской свите Камчатки, и *Inoceramus hirtus* sp. n.».

В своей работе дальше Е. В. Ливеровская говорит о большем сходстве *Inoceramus hirtus* с *In. cf. percostatus* Y a b e and N a g a o, причем сходство настолько велико, что она решает объединить их и выделить под новым названием, так как они значительно

¹ В более поздней работе [1947 (ф)] Е. В. Ливеровская заменяет этот список фауны следующим: *Inoceramus iburiensis* N a g. et M a t., *In. hobetsensis* N a g. et M a t., *In. pel-elensis* sp. n. Ред.

² На р. Таловке автор приводит тектонический разрыв между авалкаланской свитой (обн. 81) и свитой мыса Валижген (обн. 152). Но между фиксированными выходами этих пород существует более 7 км необнаженного промежутка, в котором может залегать свита пэль-эль. Ред.

отличаются от *Inoceramus percostatus* Miller. Этот вид на о-ве Хоккайдо распространен в тригониевых песчаниках, имеющих возраст не моложе турона.

На основании вышеизложенного можно заключить о туронском возрасте описываемых образований, так как наличие таких форм как *Inoceramus lamarchi* указывает скорее на верхи турона, чем на его низы.

Авалкаланская свита. Под названием авалкаланская свита нами объединены образования, встречающиеся на довольно большой площади вдоль побережья Пенжинской губы и по возрасту не выходящие за пределы сенона.

Нижняя часть разреза авалкаланской свиты в 15 км южнее р. Авалкалан (обн. 230) выражена конгломератами, плотно сцементированными, зеленоватого цвета, из галек изверженных пород. Среди конгломератов видны прослой серых и серо-бурых песчаников, переполненных отпечатками листьев. Выше конгломератов залегают песчаники, очень плотные, серо-зеленые, темно-зеленые; есть прослой серые и темно-серые. Среди песчаников видны слои темно-серых плотных оскольчатых глин. Видны также тонкие прослой углей.

Среди собранных отпечатков листьев Э. Н. Кара-Мурза [1937 (ф)] определила: *Glyptostrobus* sp., *Ficus* sp. (?), *Protophyllum* sp., *Credneria* sp., *Phillites* sp..

По поводу возраста вмещающих пород Э. Н. Кара-Мурза пишет: «На основании одной или двух форм делать заключение о возрасте той или иной свиты, большей частью, не представляется возможным. Но в данном случае наличие столь характерных меловых форм как *Credneria* sp. и *Protophyllum* sp. дает некоторое основание считать обн. 230 относящимся к мелу, скорее всего к сенону. Эта флора сходна по общему типу с флорой западного побережья Камчатки, которую А. И. Пояркова считает аналогом флоры Монтана по Hollick и относит к флоре Chignik на п-ве Аляска.

Имеющийся в нашей коллекции отпечаток *Credneria* sp. отнесен нами к новому виду. Вид этот близок по своему характеру к *Credneria inordinata* Hollick sp. n., описанной Hollick в его меловой флоре Аляски из обнажений Кальтаг и Мелози».

Выше залегают серо-зеленые, серые, очень плотные мелкозернистые песчаники. Над ними залегает довольно мощная пачка песчаников серых, светло-серых, мелкозернистых, с редкими прослоями темно-серых, почти черных, очень плотных оскольчатых глин, и с двумя прослоями углей. Первый из них имеет суммарную мощность 4 м, состоит из прослоев блестящих и матовых углей с частыми, но тонкими прослоями светло-серых песчаников.

На них налегают серо-зеленые очень плотные средне- и мелкозернистые массивные песчаники. Выше по разрезу в описанных песчаниках проходит прослой, сплошь переполненный *Ostrea*,

откуда Е. В. Ливеровской определена *Ostrea aff. acutirostris* Nilsson, относимая ею к сантону.

Выше в отдельных обнажениях видны песчаники серо-зеленые, зеленовато-голубоватые, массивные и очень плотные. Выше разрез задернован.

Таким образом, судя по остаткам определенной фауны и флоры, мы имеем дело с сенонскими образованиями; в верхней части описываемой толщи найдены остатки фауны нижнесенонского возраста (сантон). Последнее обстоятельство говорит за более определенный возраст флоры, найденной внизу свиты, т. е. начало образований конгломератов данной свиты нужно, вероятнее всего, отнести к началу сенона.

К авалкаланской свите отнесены нами отложения в районе м. Рифового, имеющие в основной части своего разреза вероятный верхнесенонский возраст. У самого тектонического контакта между обн. 247 и обн. 248, где эти отложения соприкасаются с породами нижнего мела, они выражены песчаниками темно-серыми, зеленовато-серыми, грубослоистыми, очень плотными.

Над песчаниками залегают темно-серые, почти черные, очень плотные, грубослоистые, слоистые, сильно глинистые, тонко- и мелкозернистые песчаники. В песчаниках найдена фауна, из которой определены: *Nucula* sp., *Crammatodon sachalinensis* Schmidt, *Pholademia* sp., *Inoceramus patootensis* Lorigol var. *lingua* Goldf., *Gaudryceras* cf. *limatum* Yabe, *Puzosia spathi* Shimizu.

Стратиграфически выше видны темно-серые, темно-серо-зеленые, сильно глинистые песчаники, мелко- и тонкозернистые с конкрециями из серого, серо-зеленого и серо-бурого, плотного мелкозернистого песчаника.

Из фауны, найденной в данных песчаниках, определены: *Inoceramus patootensis* Lorigol, *In. patootensis* Lorigol var. *lingua* Goldf., *Nucula* sp., что по возрасту может быть отнесено к нижней части сенона.

На песчаниках лежит пачка глин темно-серых, почти черных, оскольчатых, сильно песчанистых с большим количеством конкреций различной величины и формы. В выветрелом состоянии конкреции имеют темно-ржавый налет.

Глины вверх по разрезу сменяются песчаниками темно-серыми, почти черными, с зеленым отливом и серо-зелеными мелкозернистыми очень плотными песчаниками. Эта пачка серо-зеленых песчаников довольно значительна по мощности.

Наконец, самую верхнюю часть разреза составляют песчаники серые, серо-зеленые, серо-голубовато-зеленые, очень плотные, средне- и мелкозернистые, грубослоистые. Эта пачка песчаников видна на довольно большом протяжении по простиранию (около 10 км), протягиваясь на север от мыса Рифового, где она слагает ядро большой синклинальной складки. Среди песчаников небольшие

участки заполнены мелкими гальками и редко видны единичные гальки средней величины. В песчаниках собрана довольно бедная фауна плохой сохранности, из которой Е. В. Ливеровской определены: *Gaudryceras tenuiliratum* Y a b e var. *infraequens* Y a b e.

Переходя к заключению о возрасте описываемой толщи, расположенной южнее мыса Рифового, нужно заметить, что она довольно бедно охарактеризована фаунистически.

Установлено бесспорно, что наличие таких видов как *Inoceramus patootensis* L o r i o l, *In. patootensis* L o r i o l var. *lingua* G o l d f., *Grammatodon sachalinensis* S c h m i d t и *Gaudryceras* cf. *limatum* Y a b e говорит о сенонском возрасте толщи в целом.

По разрезу фауна распределяется следующим образом. Вверху свиты встречаются *Inoceramus tenuiliratum* Y a b e var. *infraequens* Y a b e, аналогичные формы встречаются в отложениях по р. Таловке, где кроме того были найдены *Tetragonites crassus* (J i m b o) и *Grammatodon sachalinensis* S c h m i d t, что соответствует ороченскому ярусу Сахалина и верхнеаммонитовым слоям Хоккайдо. Трудно сейчас сказать, какая часть сенона соответствует верхам описываемой толщи, однако ниже по разрезу найдены *Inoceramus patootensis* и его разновидность *lingua*, которые распространены в нижней части сенона Европы. Отсюда можно заключить, что верхняя часть разреза, залегающая на мысу Рифовом, должна быть отнесена к более верхним горизонтам сенона.

К авалкаланской свите нами относятся образования, слагающие северную оконечность п-ова Мамечинского, все побережье полуострова до речки Маметчинки и его южное окончание — мыс Водопадный.

Из них наиболее молодыми будут, пожалуй, отложения, развитые на северной оконечности п-ова Мамечинского, откуда был определен *Inoceramus* cf. *schmidtii* M i s h., известный из ороченского яруса Сахалина, паланского горизонта, ирунейской свиты Камчатки и из верхов верхних аммонитовых слоев Хоккайдо (кампанский ярус) (?).

Эти отложения представлены песчаниками массивными, плотными, серо-зелеными и зелеными, мелкозернистыми. Среди песчаников прослой глины темно-серых, почти черных, плотных, местами песчанистых, чередующихся с зелеными песчаниками, что создает впечатление частой слоистости.

Аналогичные образования были встречены также по р. Таловке, в нижнем ее течении. Они выражены внизу разреза глинами. Глины темно-серые, почти черные, песчанистые, мелкооскольчатые, с конкрециями из плотного, темно-серого и грязно-серого мелкозернистого песчаника.

В глинах в виде выклинивающихся прослоев залегают рыхлые песчаники серо-зеленого, грязно-зеленого цвета, мелко- и среднезернистые с желто-бурыми разводами.

В конкрециях найдена и определена фауна: *Nucula* sp., *Leda* sp., *Grammatodon sachalinensis* Schmidt, *Cardium* sp., *Pecten* sp., *Semifusus talovensis* n. sp., *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe var. *infraequens* Yabe, *Tetragonites crassus* (Jimbo), *Puzosia* aff. *ishikawai* (Jimbo).

В этом списке формой, указывающей на возраст слоев, является *Grammatodon sachalinensis*, который, как уже указывалось выше, характеризует верхнюю часть сенона Сахалина и Японии.

Данная толща залегает также и выше по реке (относительно описанного обнажения), где она выражена песчаниками серо-зелеными, грязно-зелеными, довольно плотными, плитчатыми.

Выше указанных песчаников залегают серые, серо-бурые, темно-серые и темно-бурые песчаники, мелко- и среднезернистые трещиноватые, местами плитчатые.

Над песчаниками залегают глины темно-серые, темно-бурые и темно-шоколадные мелкооскольчатые, с темно-бурым окрашиванием по трещинам. В глинах имеются прослои, иногда причудливые линзы и конкреции плотных серых и темно-серых песчаников.

Среди песчаников найдена и определена фауна *Gaudryceras yokoyamia* Yabe, *Inoceramus* cf. *schmidti* Mich., что дает основание отнести их также к верхнему сенону.

Породы примерно такого же литологического состава обнажаются в самой верхней части разреза, где они образуют небольшую синклинальную складку, юго-восточное крыло которой повторяет тот же разрез (среди песчаников здесь был найден *Inoceramus* cf. *schmidti* Mich.).

Таким образом, из приведенных определений фауны видно, что это верхнесенонские образования.

Кроме указанных пунктов, отложения сенонского возраста были встречены непосредственно севернее речки Авалкалан.

Если по фауне данные образования отвечают нижним горизонтам сенона (сантон), то благодаря сбросам, ограничивающим данный выход и с севера и с юга, здесь внизу разреза не наблюдается конгломератов.

Сразу после разрыва, как уже упоминалось выше, залегают песчаники серые, серо-зеленые, грубослоистые, очень плотные, содержащие прослои, сплошь переполненные *Ostrea*.

Стратиграфически выше по окраске выделяется слой темно-серых, почти черных, очень плотных, сильно глинистых, мелко- и тонкозернистых, слюдистых песчаников с прослоями, также сплошь переполненными *Ostrea*. Из них Е. В. Ливеровской определены: *Ostrea* aff. *acutirostris* Nilsson, *Anomia* sp., *Terebratulula* sp. По находкам этой фауны можно говорить о сантонском возрасте.

Выше по разрезу идут аналогичные песчаники с прослоями конгломератов. Среди песчаников выделяются темно-серые, почти

черные, сильно песчанистые, слюдястые глины, по окраске же в выветрелой зоне выделяются прослой ржаво-бурых и желто-бурых песчаников. В большинстве случаев в свежем изломе песчаники серо-зеленые, темно-зеленые и грязно-зеленые, мелко- и среднезернистые, довольно плотные.

В песчаниках очень часто и в большом количестве встречается *Ostrea*, определенная как *Ostrea* aff. *acutirostris* Nilsson. Эта пачка песчаников, не изменяя своего облика, занимает довольно значительную часть разреза по мощности, характеризуясь везде наличием *Ostrea* aff. *acutirostris* Nilsson.

Таким образом, встреченная по всему разрезу *Ostrea* aff. *acutirostris* говорит о сантонском возрасте описываемой толщи. По этим же соображениям толща может параллелизоваться с авалкаланской свитой.

К аналогам авалкаланской свиты нужно отнести и породы, слагающие южный берег южнее р. Авалкалан, представленные темно-серыми, почти черными, оскольчатыми, сильно песчанистыми глинами с большим количеством конкреций различной величины из серого, темно-серого, серо-коричневатого тонкозернистого, очень плотного песчаника и песчаниками серо-зелеными, зелеными и темно-зелеными, мелко- и среднезернистыми, рассеянными во многих местах прожилками кальцита.

Песчаники стратиграфически выше снова сменяются глинами, типа вышеописанных, где в конкрециях были обнаружены ракообразные, более хорошо сохранившиеся экземпляры, чем в ниже лежащих глинах.

Е. В. Ливеровской они определены как *Linuparus* sp. cf. *japonicus* Nagao. Этот вид имеет довольно узкое вертикальное пространство и в Европе известен из сенона. В Японии очень сходный вид распространен в слоях *Scaphites* (Хоккайдо), что по возрасту соответствует, по-видимому, средней части сенона.

Из сказанного ясно следует, что слои *Ostrea acutirostris* нижнего сенона вверх сменяются слоями, отнесенными по возрасту к середине сенона.

Таким образом, из всего приведенного выше материала видно, что сенонские образования начинаются базальным конгломератом. Выше они переходят в песчано-глинистые образования с *Ostrea* aff. *acutirostris* Nilsson, что отвечает самым нижним горизонтам сенона — сантону. Нижним горизонтам сенона отвечают также образования, встреченные южнее мыса Рифового, где такая фауна как *Inoceramus putootensis* и его разновидность *lingua* указывают на нижние горизонты сенона.

В первом описанном разрезе мы не находили горизонтов выше нежеле горизонт с *Ostrea*, тогда как в разрезе южнее мыса Рифового уже обнажены горизонты, отвечающие верхам верхнеаммонитовых слоев Хоккайдо и ороченского яруса Сахалина.

Наконец, фаунистически охарактеризованными самыми молодыми горизонтами сенона проблематично являются породы северной части Мамечинского полуострова.

Авалкаланская свита характеризуется наличием следующей фауны: *Nucula* sp., *Leda* sp., *Grammatodon sachalinensis* Schmidt, *Cardium* sp., *Pecten* sp., *Inoceramus patootensis* Lorient, *In. patootensis* Lorient var. *lingua* Goldf., *In. cf. schmidtii* Mich., *Ostrea* aff. *acutirostris* Nilsson, *Semifusus talovensis* sp. n., *Gaudryceras* cf. *lamatum* Yabe, *G. yokoyamai* Yabe, *Tetragonites crassus* (Jimbó), *Puzosia* aff. *ishikawai* (Jimbó), *P. spathi* Shimizu, *P. sp.* и флоры: *Glyptostrobus* sp., *Ficus* sp. (?), *Protophillum* sp., *Credneria* sp., *Phyllites* sp.

Как видно из приведенного списка фауны, авалкаланская свита по возрасту относится к сенону и, главным образом, к нижней его половине, тогда как самыми верхними горизонтами являются слои, условно отнесенные к кампану (*Inoceramus* cf. *schmidtii*).

Вполне возможно, что самые верхние горизонты мела, залегающие над условным кампанским ярусом, будут обнаружены вне пределов береговой полосы.

Этим и заканчивается разрез мезозойских отложений района восточного побережья Пенжинской губы.

Третичные отложения

Плиоцен

При исследованиях по берегу Пенжинской губы третичные образования были захвачены на очень небольшой площади, севернее мыса Астрономического и на р. Таловке.

Берег северного окончания Пенжинской губы сложен, главным образом, террасовыми образованиями рек Таловки и Пенжины и только, начиная от 1-го рыболовного участка и почти до мыса Астрономического, сложен верхнеплиоценовыми отложениями. Последние установлены, главным образом, по литологическим признакам и очень небольшому количеству определенных форм фауны.

Самые нижние горизонты описываемой толщи обнажаются в обрыве морского берега у 1-го рыболовного участка. Здесь видны глины сильно песчанистые, рыхлые, сильно трещиноватые и по трещинам окрашенные в ярко-ржавый цвет. В свежем изломе глины серые, серо-синеватые, пепельно-серые, иногда массивные, на вид слоистые. В серых глинах, в виде линз и редко в виде прослоев, залегают светло-серые, почти белые, с желтой каймой, легкие, жирные на ощупь глины, имеющие шероховатый излом. Глины дислоцированы и падают под углом, не превышающим 10°.

На глины налегает прослой галечника из галек изверженных пород; редко встречаются валуны от 0,5 м в диаметре. Мощность галечника 1,5 м. На нем залегают рыхлые песчаники, почти пески, местами глинистые, местами с включениями галек, которые иногда образуют целые прослои. Нижележащие глины в данном месте падают на В $90^\circ < 7-10^\circ$.

В глинах найдена одна ракушка *Pecten* sp., которая, к сожалению, ничего не говорит о возрасте.

Рыхлые песчаники, описанные выше, содержат в себе обломки и остатки древесной растительности иногда в виде целых стволов длиной до 2 м.

За небольшим мысом в стороне, обращенной к 6-му рыболовному участку, на описанные глины налегают рыхлые конгломераты, замещающиеся грубозернистыми, рыхлыми ржаво-бурыми и бурыми плохо отсортированными песчаниками. В песчаниках найдена фауна, из которой А. П. Ильиной определена *Mya arenaria* L.

Дальше по берегу описанные отложения закрыты песками и галечниками речной террасы и только около мыса Крайнего из-под террасы появляются пески, рыхлые песчаники, довольно плотные конгломераты желто-бурой и бурой окраски. Среди песчаников видны скопления плохо обуглившихся древесных остатков. Песчаники падают на СЗ $350^\circ < 5^\circ$.

Эта довольно мощная пачка песчаников и конгломератов благодаря пологому залеганию тянется далеко по береговому обрыву и почти у мыса Астрономического среди описанной толщи резко выделяются три больших слоя серых и желтовато-серых песков с прослоями и включениями небольших галек.

Под песками залегают конгломераты, мощностью до 20 м, плотно сцементированные, окрашенные в ржаво-бурый цвет с редкими включениями плохо обуглившихся древесных остатков. Встречаются гальки диаметром 3—20 см, редко — громадные валуны до 2 м в диаметре. Под ржаво-бурыми конгломератами с галькой разной величины залегают серые и грязно-серые с ровной мелкой галькой конгломераты, которые благодаря величине галек и серой окраске выделяются от вышележащих.

Под описанными конгломератами залегают рыхлые песчаники, почти пески, серые, серо-зеленые и грязно-зеленые мелко- и среднезернистые, косослоистые.

В песчаниках встречено много растительных остатков, которые заполняют отдельные участки и не располагаются равномерно по всему прослою.

Среди песчаников появляются линзообразные прослои глинистых, серых, темно-коричневых, темно-серых и темно-бурых с обильными включениями растительных остатков и отпечатков.

Вся вышеописанная толща резко обрывается за мысом Астрономическим, где с ней непосредственно контактируют глины мелового возраста.

Собранная фауна в описанных образованиях мало говорит о возрасте, однако по литологическим признакам — плохо сцементированные песчаники и конгломераты, плохо отсортированный материал, наличие слабо обуглившихся растительных остатков — следует описываемую толщу отнести к плиоцену, вернее к самым верхам плиоцена.

Единственная форма — *Mya arenaria* L. — распространена от миоцена до ныне в Америке и Японии, в воямпольской и кавранской толщах Камчатки.

Как уже указывалось, эти образования слабо дислоцированы с углами падения, едва достигающими до 10° .

В эту группу образований нами условно включается немая толща, обнажающаяся по р. Таловке. Условность ее включения обуславливается тем обстоятельством, что встреченные здесь отложения располагаются в виде изолированного участка и не имеют обнаженных контактов с выше- и нижележащими породами.

В низу видимого разреза залегают темно-серые почти черные, песчанистые, мелкооскольчатые плотные глины. Среди глин видны конкреции, образующие иногда целые прослои из темно-серого, почти черного, тонкозернистого глинистого песчаника. Глины довольно массивны и при раскалывании дают скорлуповатый излом. В конкрециях есть много мелких растительных остатков плохой сохранности. На глины с резкой границей налегают песчаники. Песчаники желтоватые, серо-желтые, серо-бурые, желто-бурые и зеленоватые, мелко-, средне- и грубозернистые, плохо отсортированные, с большим количеством включений галек. Песчаники в большинстве своем довольно рыхлые, за исключением тонких плотных прослоев. В песчаниках много обуглившихся древесных остатков, иногда в виде стволов деревьев, достигающих в длину 1—1,5 м. Местами песчаники серые и светло-серые, редко с прослоями ржаво-бурой окраски.

На песчаники налегают песчанистые глины, пепельно-серого цвета, легкие и ломкие. Среди описанных прослоев видны более плотные светло-серые, почти белые, иногда желтоватые глины. В этом переслаивании проходит тонкий выклинивающийся прослой угля, мощностью 35 см.

И, наконец, в самом верху обнажения залегают снова песчаники, аналогичные вышеописанным.

Мы не беремся утверждать с достоверностью плиоценовый возраст толщи, но по аналогии со свитой, обнаженной на берегу Пенжинской губы, она нами также отнесена к плиоцену. Не исключена возможность, что толща может залегать и ниже.

Четвертичные образования

Большая площадь северного окончания Пенжинской губы занята отложениями рек Таловки и Пенжины. Эти отложения представлены песками, галечниками, плохо сцементированными конгломератами, глинистыми песками и песчанистыми глинами.

В одной из террас по р. Таловке, около обн. 142, были обнаружены зубы, бивни и ребра позвоночных, которые невозможно было взять из-за трудностей транспортировки.

Кроме этого, террасовые образования располагаются на восточном побережье Пенжинской губы в районе сел Каменка, Ловаты и Орночек.

Подобные террасы наблюдались нами по берегу моря у устьев рек Авалкалан, Келлун и Маметчинка. Они имеют небольшое распространение вглубь материка, так как в названных пунктах недалеко от берега располагаются большие возвышенности, сложенные довольно крепкими меловыми породами. Современные выносы рек отлагаются в пойменных террасах в виде галечников и отдельных валунов.

Изверженные породы

Изверженные породы распространены в исследованном районе на небольшой площади и встречены в двух местах: на самом севере района, южнее мыса Астрономического и на южной оконечности Мамечинского полуострова.

Изверженные породы южнее мыса Астрономического выражены порфиритами, на которые трансгрессивно ложатся верхнемеловые отложения — в данном случае породы свиты мыса Валижген.

Макроскопически это серые, грязно-серые, темно-зеленые плотные породы, иногда с конгломератовидной отдельностью.

Микроскопически структура порфировая. Порфировые выделения принадлежат пироксену. Основная масса состоит из лейст альбита, мало прозрачной сосюритовой массы и хлорита. Шлиф пересекается паутиной трещинок, заполненных кварцем. Порфировые выделения также разложены и эпидотизированы.

Аналогичные порфириты обнажены немного севернее мыса Валижген, где они выведены на дневную поверхность благодаря разрыву, описанному подробно в главе «Тектоника».

Такие же порфириты образуют мыс около 1-го рыболовного участка, где на них с той и с другой стороны налегают террасовые образования рек Пенжины и Таловки. Микроскопически порфириты имеют олигофиловую структуру. Основная масса пилотакситовая. Порфировые выделения, принадлежавшие плагиоклазу, нацело разрушенному, замещены тонкозернистым агрегатом зерен альбита и чешуек хлорита, располагающихся по периферии и полосами, по-видимому, по ранее бывшим трещинам.

Лейсточки основной массы принадлежат кислому андезиту. Между лейсточками зажато хлоритизированное стекло. В основной массе много призмочек апатита. Присутствует шлировый участок, по периферии которого располагаются призмочки моноклинного пироксена, затем лейсточки плагиоклаза, альбита большего, чем в основной массе, размера. Центр занят тонкозернистым агрегатом альбита и зернами минерала из группы цеолитов.

Макроскопически описанные порфириды серые, темно-серые, плотные, трещиноватые, со столбчатой отдельностью.

Следующий выход изверженных пород в южной части Мамечинского п-ова принадлежит габбро, которые с одной стороны прорывают верхнеюрские осадки, с другой — по ненормальному контакту соприкасаются с верхним мелом — сеноном. В главе «Тектоника» этот вопрос разбирается довольно подробно (см. рис. 6) и указывается, что в контакте мела с габбро меловые глины перематы и раздроблены.

В шлифе порода определяется как уралитизированное габбро (среднезернистое). Структура идиоморфно-зернистая. Породообразующими минералами является плагиоклаз — основной лабрадор (уг. пог. 38° в симметричной зоне) и роговая обманка. Плагиоклаз разбит трещинками, значительно сосюритизирован. Роговая обманка принадлежит к уралитовой. Диаметр зерен — 1 мм.

В данном участке габбро сопровождается серпентинит. Последний имеет порфировидную структуру. Порфировые выделения принадлежат оливину. Они пересечены трещинами, заполненными хризотилом. Основная масса породы представляет войлок из волокон хризотила с заключенными в нем редкими рудными зернами в большинстве прямоугольных очертаний; в краях некоторые из них просвечивают буроватым цветом. Принадлежат они хромиту. Присутствуют участки, заполненные чешуйками талька.

Касаясь возраста описываемых изверженных пород — порфиритов южнее мыса Астрономического и габбро севернее мыса Водопадного — нужно заметить, что его установить точно довольно затруднительно. Как уже указывалось выше, порфириды трансгрессивно перекрываются осадками верхнего мела (свита мыса Валижген), тогда как породы габбро прорывают верхнеюрские осадки.

Исходя из этих наблюдений, можно указать возрастные границы образования данных пород. По аналогии с соседними районами следует предположить, что их образование совпадает с нижнемеловой фазой складчатости.

ТЕКТНИКА

Образования, принимающие участие в строении исследованного района, интенсивно дислоцированы. Пласты часто падают под углом в 75° , собраны в большие и довольно широкие антиклинальные и

синклинальные складки и в огромном большинстве случаев разбиты сбросами.

Только благодаря очень хорошей обнаженности обрыва морского берега удалось наблюдать многие детали тектонического строения исследуемого района.

Несколько схематично намечена тектоника района р. Таловки, где более детально сделать это не позволяет довольно скудная обнаженность.

Начиная наше обозрение тектонического строения района с севера, следует указать, что участок между мысом Астрономическим и 1-м рыболовным участком сложен образованиями верхнеплиоценового возраста, которые дислоцированы относительно слабо, с преобладающим меридиональным простиранием. Углы падения едва достигают 10° и в большинстве случаев колеблются около 5° . На данном промежутке плиоценовые образования образуют две небольшие антиклинальные складки, разделенные синклиналью.

К югу от мыса Астрономического верхнеплиоценовые образования по разрыву контактируют с верхним мелом.

Указанный разрыв довольно отчетливо виден в обрыве морского берега, где высота его достигает 150—170 м. Обрыв крутой плоскостью сброса (угол 75°) разделен на две части, из которых северная (опущенная часть) занята отложениями плиоцена (с азимутом падения СЗ 355° , с углом падения в 5°), тогда как южная (приподнятая часть) — верхнемеловыми отложениями с падением на СВ 5° с углом в $32—36^\circ$.

Верхнемеловые образования, названные нами авалкаланской свитой, на участке мыс Астрономический — 7-й рыболовный участок собраны в две небольшие антиклинальные складки. Антиклиналь, расположенная непосредственно южнее мыса Астрономического, относительно пологая и имеет почти широтное простирание. Падение на северо-северо-восточном крыле — СВ 5° , угол $32—36^\circ$ и на юго-юго-западном — ЮЗ 195° , угол 25° .

В обн. 187 виден следующий антиклинальный перегиб с более крутыми углами падения крыльев — так, северо-северо-восточное крыло падает под углом в 45° , тогда как юго-юго-западное — под углом 50° .

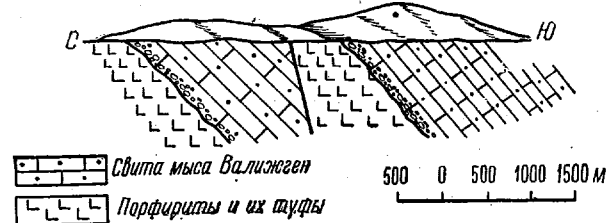
Эти две антиклинальные складки разделены небольшим синклинальным прогибом.

Юго-западное крыло второй антиклинали имеет нарушение типа сброса, причем в полосе нарушений видны зажатые отдельные небольшие пачки каменных углей, принадлежащие слагающей опущенное крыло сброса толще песчаников и глин. Картина сброса не особенно ясна потому, что наличие больших оползней и современных образований маскируют залегание пород.

Выделенная нами свита мыса Валижген, обнажающаяся южнее мыса Астрономического и на мысу Валижген, благодаря большому

сбросу повторена два раза, не считая небольших участков, зажатых среди порфиритов (см. фиг. 4).

В береговом обрыве морского берега севернее мыса Валижген видно (обн. 199), как на порфиристый массив ложатся мощные конгломераты и выше песчаники с прослоями углей. Мощность их здесь относительно невелика и достигает всего 300—350 м. Стратиграфически выше данная толща резко обрывается и приходит в соприкосновение по нарушению снова с порфиритами, которые выходят на дневную поверхность на сравнительно небольшую мощность — 70—80 м. На этот выход порфиритов снова ложатся кон-



Фиг. 4. Профиль берега Пенжинской губы севернее мыса Валижген.

гломераты, выше которых залегают песчаники с прослоями углей. Характерно, что повторенные конгломераты во всех деталях сохраняют одинаковый габитус как по одну, так и по другую сторону сброса, — например, в том и другом случае пачка конгломератов по внешней окраске разделена на части: нижнюю — кирпично-красную и верхнюю — зеленовато-голубоватую. И выше конгломератов разрезы в деталях повторяют друг друга. Таким образом, в данном месте мы имеем разрез, двоянный благодаря сбросу (см. фиг. 4).

Опущенное крыло сброса падает на ЮЗ 220° с углом в 45°.

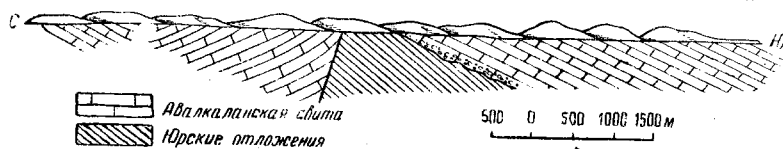
Эта же толща, уже в повторенном разрезе, несколько изменяет падение и наклонена на З 270° с углом в 50°. К югу по берегу моря и стратиграфически вверх по разрезу свиты мыса Валижген (фиг. 4) наблюдается постепенное выполаживание угла падения в бухте севернее мыса Валижген.

К югу у обн. 213 наблюдаемая часть свиты мыса Валижген по разрыву контактирует с авалкаланской свитой. В этой части берега происходит изменение падения ниже- и выпележащих образований. Если верхи свиты мыса Валижген падают на СВ 300° с углом в 25°, то образования авалкаланской свиты (фиг. 5) падают на Ю 180° с углами в 15—20°, причем падение выдерживается на большом расстоянии. В полосе нарушений видны зажатые куски песчаников и глин, сильно перемятых и раздробленных.

Раздробленные породы, изменение угла падения и различие в возрасте пород дают основание проводить здесь нарушение.

Авалкаланская свита непосредственно южнее описанного нарушения залегает на довольно большом расстоянии моноклинально с падением на ЮЗ $195-200^\circ$ с углом в $15-20^\circ$ и только в своей верхней части образует небольшой синклинальный прогиб, юго-западное крыло которого разорвано и надвинуто на образования юры.

Северо-восточное крыло синклинали падает на ЮЗ 200° с углом в $20-25^\circ$, тогда как юго-западное падает на СВ $10-15^\circ$ с углом в 20° . Эта небольшая, почти симметричная, синклинальная складка в ядре сложена слоями, охарактеризованными фауной



Фиг. 5. Профиль берега Пенжинской губы южнее р. Авалкалан.

ракообразных *Linoparus* sp. cf. *japonicus* Nagao, что отвечает средней части сенона (слои *Scaphites*, Хоккайдо), тогда как на крыльях найдена фауна, отвечающая более нижним горизонтам сенона *Ostrea* aff. *acutirostris* Nilsson.

Таким образом, на обоих крыльях синклинали находятся самые нижние горизонты сенона (сантов), тогда как ядро сложено (судя по определенной фауне) осадками средней части сенона.

Как уже упоминалось выше, юго-западное крыло синклинали разорвано и надвинуто на верхнеюрские осадки (см. фиг. 5). В контакте с юрскими образованиями песчаники сенона сильно разрушены, подвернуты и частично запрокинуты.

Кроме того, если песчаники авалкаланской свиты у синклинального прогиба падают под углом всего в $20-25^\circ$, то по мере приближения к надвику угол увеличивается и у самого надвига достигает $55-70^\circ$. Лежащие под надвигом юрские слои имеют падение на ЮЗ 210° с углом в 75° .

Юрские отложения в данной части обрыва морского берега занимают незначительную площадь и если с севера на них надвинуты верхнемеловые отложения, то на юге они последними перекрываются трансгрессивно и несогласно с базальными конгломератами в основании. В нижней части трансгрессивно залегающей толщи флора *Protophyllum* sp., *Credneria* sp. n., *Credneria* sp. и др. указывает на сенонский¹ возраст вмещающих пород.

¹ Для такого уточнения возраста имеющихся двух родовых определений недостаточно, можно говорить лишь о верхнемеловом возрасте вмещающих пород. Ред.

Южнее речки Келлун авалкаланская свита сложена в громадную синклиналиную складку с осью немного севернее мыса Рифового.

Слои, слагающие северо-восточное крыло этой синклинали, в месте, где они налегают непосредственно на юру, падают на ЮЗ 225° с углом в 35° . Примерно с таким же падением и с углами, колеблющимися от 30 до 35° , эта толща простирается довольно далеко и только у обн. 236 угол резко изменяется и доходит до 55° .

Проследить дальше изменение угла не представилось возможным только потому, что коренные отложения закрыты отложениями речных террас. И только немного южнее, в большой бухте перед мысом Рифовым, из-под современных образований появляются меловые — с падением на ЮЗ $230-240^\circ$ с углом уже в 25° .

Здесь же нужно заметить, что эта громадная синклиналиная складка сечется берегом в том месте, где она образует брахисинклиналиное замыкание. Это наблюдается в бухте перед мысом Рифовым, где на очень большом протяжении виден только один пласт песчаника, мощностью до $30-50$ м, который на севере бухты падает на ЮЗ 240° с углом в 20° и, постепенно заворачивая у мыса Рифового, падает на СВ 300° с углом в $20-25^\circ$.

Ядро этой большой синклиналиной складки сложено осадками, охарактеризованными фауной *Gaudryceras tenuiliratum* Y a b e var. *infraequus* Y a b e, что позволяет сопоставлять породы с верхне-аммонитовыми слоями Хоккайдо (средняя часть сенона). На северо-восточном крыле складки найдена фауна *Ostrea* aff. *acutirostris* Nilsson, что отвечает уже более нижним горизонтам сенона.

Юго-восточное крыло содержит фауну: *Inoceramus patootensis* Lorigol, *In. patootensis* Lorigol var. *lingua* Goldf. Эти формы распространены в самой нижней части сенона Европы.

Таким образом, если породы ядра синклинали по возрасту отвечают середине сенона, то на крыльях найдены формы, отвечающие самым нижним частям сенона.

Юго-восточное крыло только что описанной синклинали разорвано сбросом, и сенонские отложения по разрыву контактируют с отложениями нижнего мела (фиг. 6).

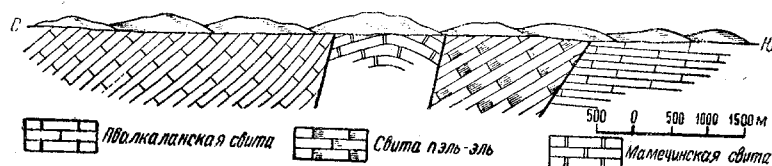
Как уже указывалось выше, образования, слагающие опущенное крыло сброса, по возрасту относятся к нижней части сенона (сантону). Во взброшенном крыле найдена фауна *Inoceramus concentricus* Park., *In. aff. tenuis* Mantell., что указывает на альбский возраст вмещающих пород. Песчаники юго-восточного крыла синклинали по мере приближения к полосе нарушений падают все круче и непосредственно у контакта несколько загнуты, имея падение СВ 295° , угол 60° .

В полосе соприкосновения тех и других образований видны сильно перемятые породы. Плоскость сбрасывателя хорошо видна и наклонена под углом в 75° на СВ.

Нижнемеловые отложения (альб) сложены в пологую антиклинальную складку с падением северо-западного крыла на СВ 300° с углом $20-25^\circ$ и юго-восточного крыла на ЮВ 130° с углом до 30° .

Юго-восточное крыло антиклинали, сложенное отложениями альбского возраста, срезается снова сбросом и контактирует с породами верхней половины сенона (см. фиг. 6).

На данном участке песчаники альба с падением на ЮВ 130° с углом 30° контактируют с песчаниками с падением на СВ 295° с углом в 25° и охарактеризованными фауной *Grammatodon sachalinensis* Schmidt.



Фиг. 6. Профиль берега Пенжинской губы в районе р. Пэль-Эль.

Таким образом, кроме ясно видимого тектонического разрыва имеются две фаунистически охарактеризованные, различные и по возрасту свиты, т. е. альбская и сенонская.

Толща пород, контактирующая с нижним мелом и отнесенная нами к авалкаланской свите, залегает моноклинально с наклоном СВ 295° под углом в 30° . Эта часть авалкаланской свиты занимает береговой обрыв до устья р. Пэль-Эль и несколько к югу от нее.

Южнее устья р. Пэль-Эль¹ с описанными образованиями авалкаланской свиты контактируют песчаники с наклоном СВ $45-50^\circ$ с углом 25° , охарактеризованные фауной *Inoceramus lamarcki* Park., *In. hirtus* sp. n., *In. pel-elensis* sp. n. и названные нами свитой пэль-эль. В зоне контакта песчаники свиты пэль-эль плотные, темно-серые, почти черные, сильно глинистые, сильно раздроблены и перематы так, что на каждом из отдельных кусочков видны зеркала скольжения.

Таким образом, на данном участке по ненормальному контакту приходят в соприкосновение авалкаланская свита сенонского возраста и свита пэль-эль верхнетуронского возраста (см. фиг. 6).

Свита пэль-эль залегает моноклинально с падением на СВ $45-50^\circ$ с углом в 25° и протягивается на юг вдоль берега моря почти до реки Маметы,² где она обрывается сбросом.

¹ На Государственной карте СССР (1942 г.) 1 : 1 000 000, лист Р-58, здесь находится устье р. Маметы. *Ред.*

² Это не р. Мамета, а следующая к западу от нее. *Ред.*

³ Заказ 1176.

Задернованность участка не позволила непосредственно увидеть данное нарушение, однако довольно резкое изменение азимута падения (с СВ 45° на СВ 20°) и большая разница в возрасте — свита пэль-эль (верхний турон) и данный участок разреза авалкаланской свиты (верхний сенон — возможно кампан с *Inoceramus* cf. *schmidtii* Mich.) — дают нам основание проводить в этом месте разрыв.

У мыса Мамет (северное окончание п-ова Мамечинского) среди авалкаланской свиты проходит еще одно нарушение, прекрасно видимое в обрыве берега. Обнажающиеся здесь песчаники авалка-



Фиг. 7. Профиль берега северной оконечности Мамечинского полуострова.

ланской свиты наклонены на С 360° с углом в 25° . В месте тектонического нарушения песчаники подворачиваются и контактируют с глинами, тоже относящимися к авалкаланской свите. В месте контакта указанные породы перетерты и перемяты.

За полосой нарушений обнажается мощная пачка песчаников с падением на СЗ 345° с углом 50° . Как сброшенная, так и взброшенная части сложены образованиями авалкаланской свиты, но при ограниченном количестве фауны нельзя сказать, какой частью этой свиты (фиг. 7).

Отложения авалкаланской свиты, слагающие северную половину п-ова Мамечинского, залегают моноклинально с падением слоев на СВ 10° , с постепенно выполаживающимся углом падения по мере продвижения с севера на юг и стратиграфически сверху вниз по разрезу.

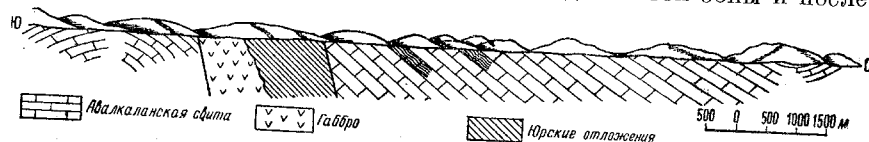
Южнее реки Маметухиной авалкаланская свита сложена в синклинальную складку, северо-восточное крыло которой наклонено на ЮЗ 240° с углом в $45-50^\circ$ и юго-западное крыло СЗ $310-315^\circ$, угол $35-40^\circ$.

Этот перегиб слоев прекрасно виден в обрыве морского берега и, судя по замерам, берегом сечется брахисинклинальное окончание складки.

Юго-западное крыло описанной синклинали по большому сбросу контактирует с осадками, охарактеризованными юрскими белемнитами: *Cylindroteuthes obeliscus* Phillips, *C. cf. obeliscus* Phillips.

Сильно увеличенная мощность авалкаланской свиты, состоящей юго-западное крыло синклинали, объясняется, по-видимому, удвоением или даже утроением разреза. Дело в том, что в двух местах разреза наблюдаются тектонические подвижки внутри свиты, выраженные сильно нарушенной пачкой глин среди спокойно залегающих песчаников (фиг. 8). Указанная пачка глин сильно сжата, завернута и волнисто изогнута как по простиранию, так и по падению.

Аналогичная картина повторяется еще раз педалеко от сброса. Установить достоверность сбросов в указанных местах довольно трудно; литологический состав отложений до смятой зоны и после



Фиг. 8. Профиль южного окончания Мамчинского полуострова.

одинаков и, кроме того, фаунистическая характеристика свиты не позволяет разделить ее на отдельные горизонты.

Таким образом, не исключена возможность, что в данном месте берегового обрыва авалкаланская свита повторена несколько раз.

Юрские отложения на этом участке залегают моноклинально и наклонены на СЗ 320° , угол $55-60^\circ$.

С южной стороны — ближе к мысу Водопадному — юрские отложения рвутся породами габбро, в свою очередь, прорванными жилами спессартита. Контактные явления, которые выражены, по-видимому, на очень узкой полосе, закрыты осыпями. Однако в непосредственной близости к габбро глинистые сланцы залегают без конгломератов внизу, что исключает возможность трансгрессивного залегания, с одной стороны, и с другой, нет явлений перемятости и раздробленности пород, обычно сопровождающих нарушения типа сбросов. Наоборот, глинистые сланцы в полосе соприкосновения очень плотные и оставляют впечатление окрепших (фиг. 8).

Породы габбро занимают небольшой участок обрыва морского берега и с юга оборваны сбросом, по которому они контактируют с образованиями верхнемелового возраста (авалкаланская свита). В полосе нарушений песчаники и глины авалкаланской свиты сильно измяты и сдавлены, так что на каждом отдельном куске видны зеркала скольжения.

Породы, составляющие мыс Водопадный и относимые нами к авалкаланской свите, собраны в небольшую антиклинальную складку с относительно пологими крыльями. Так северо-западное крыло наклонено на СЗ 320° с углом 35° ; почти у самого мыса песчаники

делают перегиб на ЮВ 130° с углом в 23° . Юго-восточное крыло антиклинали, сложенное песчаниками с фауной *Inoceramus cf. schmidtii* М i с h., контактирует по большому сбросу с осадками третичной системы (описание их дано в другой статье автора в этом же сборнике).

Третичные отложения в районе Мамечинского залива дислоцированы относительно слабо, залегают моноклинально с наклоном на СВ 10° с углом в 35° .

Несколько замечаний относительно условий залегания меловых и третичных образований в районе р. Таловки.

В главе «Стратиграфия» уже говорилось о развитии на р. Таловке свиты мыса Валижген авалкаланской свиты (отсутствует свита пэль-эль, о чем говорится ниже,) и небольшой части третичных образований.

Меловые образования, развитые по р. Таловке, дислоцированы в значительной мере слабее, нежели по морскому берегу.

Аналоги свиты мыса Валижген не имеют закономерного падения, что, возможно, объясняется наличием разрывов.

Примерно в средней части площади, занятой свитой мыса Валижген, имеется антиклинальный перегиб с относительно большими углами падения крыльев: северо-западное крыло имеет угол $10-12^\circ$, юго-восточное — 9° . Вверх по реке от указанного перегиба породы свиты мыса Валижген слагают синклинальный перегиб с падением юго-западного крыла на СВ 5° с углом 25° и северо-восточного крыла из ЮЗ $210-215^\circ$ с углом в 25° .

Ниже по течению от антиклинального перегиба песчаники залегают моноклинально с падением на СЗ 305° , угол $18-20^\circ$. И только почти у контакта с вышележащей толщей свита мыса Валижген имеет другое падение и наклонена на ЮЗ 253° , угол 10° .

Вышележащая авалкаланская свита сложена в одну пологую синклинальную складку с падением южного крыла 20° и северного 25° .

Взаимоотношение авалкаланской свиты со свитой мыса Валижген по р. Таловке наблюдать не удалось, однако, судя по тому, что из разреза выпадает целая свита (свита пэль-эль), нужно думать, что между ними существует большой разрыв.

В виде изолированного участка на р. Таловке располагаются отложения, условно отнесенные нами к плиоцену, залегающие с падением на ЮЗ $205-210^\circ$ с углом в 25° .

Переходя к вопросу о тектоническом строении площади в целом, следует заметить, что уверенно наметить общее простираие складчатости меловых образований не представляется возможным. Это объясняется маршрутным характером работ, когда наблюдения велись только по берегу моря, и наличием сбросов, которые в большом количестве пересекают как мезозойскую, так и третичную толщи.

Для мезозойских образований преобладающим простиранием складчатости является направление СВ—ЮЗ, колеблясь от СВ 50° до С 360° и, соответственно, ЮЗ 230° —Ю 180° .

Другим отличным простиранием складчатости является простирание, почти перпендикулярное первому, т. е. В 90° —З 270° .

Такое разнообразие направлений складчатости объясняется тем, что на протяжении всей геологической истории района, начиная с юры и до наших дней, произошло пять тектонических фаз складчатости.

Самая древняя из наблюдаемых фаз, дислоцировавшая верхнюю юру и нижний мел, была, по-видимому, нижнемеловая. Непосредственных указаний в данном районе мы не имеем, однако, как было изложено выше, отложения верхнего мела — свита мыса Валижген — залегают трансгрессивно и с угловым несогласием на нижележащих породах, но не на нижнем мелу.

Нижнемеловая фаза наблюдается также в Чукотско-Анадырском крае, где ею дислоцированы все отложения до сеномана. С этой фазой на Чукотке связаны интрузии ультраосновной, основной и гранитной магмы. Кроме того, нижнемеловая фаза отмечена для Охотско-Колымского края Е. Г. Шаталовым [А. Н. Криштофович, 1932].

В исследуемом районе с этой же фазой складчатости, по-видимому, связаны интрузии основной магмы.

Вторая фаза складчатости происходила в промежутке между нижним туроном и сеноном. В исследуемом районе авалкаланская свита ложится в одном из мест трансгрессивно и с угловым несогласием на отложения верхней юры; остальные выходы авалкаланской свиты имеют тектонические контакты.

Однако аналогия с сопредельными странами дает нам некоторое основание наметить эту вторую фазу и в исследуемом районе. Так, например, в Чукотско-Анадырском крае этой фазой дислоцированы сеноманские и туронские слои, прослеженные в Майнских горах и хребте Пикульской [Б. Н. Елисеев, 1935 (ф)].

Свита Уракава в Японии (сенон), параллелизуемая с ороцесским ярусом Сахалина, несогласно залегает на свите Монобегавы [А. Н. Криштофович, 1932].

На о-ве Хоккайдо (Япония) верхнеаммонитовые пласты, которыми начинается отдел Уракава, отделены несогласием от тригониевых песчаников (аналоги гилацкого яруса Сахалина и Японии — Н. М.).

Таким образом, совершенно отчетливо намечается тектоническая фаза между нижним туроном и сеноном.

Третья фаза происходила, по-видимому, между мелом и третичными (палеогеном). Данная фаза отмечена почти на всем Тихоокеанском побережье. На западном побережье Камчатки конгломераты хулгунской свиты с угловым несогласием залегают на раз-

личных горизонтах мела; свита Ишикари Японии (о-в Хоккайдо) залегает несогласно на мелу [А. Н. Криштофович, 1932]. Эта фаза И. Б. Плешаковым названа камчатской [И. Б. Плешаков, 1938].

В районе Пенжинской губы мы имеем отложения авалкалапской свиты, которые и были сильно дислоцированы верхнемеловой фазой складчатости.

Дальнейшее развитие фаз складчатости плохо фиксируется в исследуемом районе, однако осадки третичного возраста также довольно интенсивно дислоцированы, по-видимому, фазой складчатости, происходившей между миоценом и плиоценом.

И, наконец, последней фазой складчатости были затронуты осадки верхнеплиоценового возраста. Например, в районе мыс Крайний — мыс Астрономический верхний плиоцен дислоцирован с углами в $5-10^\circ$. С этой же фазой складчатости, по-видимому, связаны нарушения дизъюнктивного характера, типа сбросов. Так, в районе мыса Астрономического верхнеплиоценовые отложения по сбросу приходят в соприкосновение с верхним мелом. Это является одним из доказательств того, что дислокации типа сбросов продолжались в течение всего постплиоценового времени.

Таким образом, для района Северной Камчатки намечаются следующие фазы складчатости: первая — нижнемеловая, вторая — между нижним туроном и сеноном, третья — между мелом и палеогеном, четвертая — между миоценом и плиоценом и пятая — постплиоценовая.

Геологическая история мелового периода

История Северной Камчатки в меловой период начинается сравнительно с поздних эпох, так как никаких образований более древних, чем верхи альба, на Северной Камчатке не встречено. В Пенжинском районе, по-видимому, совершенно отсутствуют осадки, отвечающие свитам Риосеки Японии и нижнеаммонитовым слоям Хоккайдо.

Только к концу альбского времени море на короткий промежуток времени появляется на Камчатке, отлагая песчаники и глины с *Inoceramus concentricus* и *In. aff. tenuis*.

Как вело себя море в этом районе в промежутке между альбом и верхним мелом, не установлено. Однако наличие мощных конгломератов в основании свиты мыса Валингген говорит о новом наступлении моря в начале верхнемелового времени. Море еще остается некоторое время в пределах Камчатки, отлагая песчаники с фауной *Calista pseudoplana* Yabe et Naga o, *Trigonia subovalis* Jimbo и *Cucullaea kamtschatica* sp. n.

Выше песчаников с фауной залегает континентальная толща с прослоями углей и отпечатками флоры.

Если в эпоху нижнего мела осадки начали отлагаться не везде одновременно, то в верхнемеловое время осадконакопление совпадает с началом сеномана для большинства стран Тихоокеанского побережья.

Свите мыса Валижген на Камчатке отвечают осадки гиляцкого яруса на Сахалине (сеноман — турон), выраженные, главным образом, континентальными образованиями, заключающими благодаря кратковременным морским трансгрессиям осадки с фауной *Trigonia subovalis* var. *minor*.

Меловые отложения Анадырского края начинаются с валанжина, на который трансгрессивно налегает фаунистически охарактеризованный альб. Что же касается сеноманских отложений, то о их взаимоотношении с нижележащими альбскими слоями никаких данных нет. Однако начинаются сеноманские слои морскими осадками, согласно переходящими выше в континентальную толщу с прослоями углей и отпечатками флоры. Таким образом, для Анадыря морской режим сохраняется в начале сеномана, так же как и в Пенжинском районе.

Верхнемеловые отложения Аляски начинаются конгломератами Унгалик сеноманского возраста и состоят «из сланцев, песчаников и конгломератов, которые являются частью морскими, частью пресноводными образованиями» [А. Н. Криштофович, 1937].

Гиляцкий ярус Японии (сеноман — турон) характеризуется отступанием моря, которое окончательно покидает Японию в сеномане.

Из приведенного краткого обзора условий образования низов верхнего мела (сеноман) следует вывод, что почти для всех стран начало сеномана совпадает с морским режимом, который вскоре сменяется режимом континентальным.

Следующим этапом в развитии мела намечается громадная трансгрессия сенонского времени, которая не везде начинается одновременно — ее начало совпадает с концом турона и захватывает весь сенон или начинается непосредственно с сенона.

В Пенжинском районе сенонская трансгрессия отложила осадки свит пэль-эль и авалкаланской. Свита пэль-эль, по возрасту относимая к верхней части турона, выражена осадками морского происхождения. Сенонские отложения начинаются конгломератами, выше небольшая часть разреза занята прослоями углей и вся остальная часть выражена осадками морской трансгрессии.

В Японии сенонская трансгрессия соответствует эпохе Уракава или ороченскому веку, который в большинстве случаев начинается с сенона, тогда как на Хоккайдо начало трансгрессии совпадает с концом турона.

В Анадырском крае после отложений континентальных слоев туронского яруса следует перерыв, за которым наступает трансгрессия нижнесенонского моря.

На Сахалине в ороченский век, соответствующий нижнему и среднему сенону, продолжает отлагаться континентальная толща, но уже с более крупными погружениями, во время которых отлагались морские слои ороченского яруса.

Таким образом, сенонская трансгрессия захватила обширную площадь Тихоокеанского побережья и была, пожалуй, одной из самых больших в меловое время.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Из полезных ископаемых в исследуемом районе следует указать каменные угли, залегающие, главным образом, в свите мыса Валижген. Пачки углей достигают мощности 15 м, взятые вместе с довольно частыми и тонкими прослоями песчаников. Мощность отдельных прослоев угля колеблется от 1 до 2,5 м. Макроскопически угли не однородны, а состоят из чередования прослоев блестящих, матовых и полуматовых.

За более подробными сведениями об углях мы отсылаем читателя к работе Б. В. Хватова [1935 (ф)], который занимался специальными геолого-поисковыми исследованиями на уголь в Пенжинской губе.

Что же касается нефти, то в исследованном районе признаков ее не встречено.

Здесь же нужно заметить, что наши исследования захватили только береговую часть района, где все образования подвержены очень сильной денудации, так что не исключена возможность обнаружения признаков нефтеносности на площади распространения мезозойских отложений в некотором удалении от берега.

Есть основания продолжать поиски нефти на площади распространения мезозойских отложений в Пенжинской губе, хотя бы по аналогии с Аляской. Среды мезозойских образований (юра) Аляски в Cook Inlet была найдена промышленная нефть.

George C. Martin приходит к выводу, что нефть в районах Katalla district и Yokagata district в третичных породах находится во вторичном залегании, проникнув в последние по тектоническим нарушениям из подстилающих мезозойских пород.

Из мезозойских отложений в Пенжинской губе были встречены, кроме верхне- и нижнемеловых, также и юрские, площадь распространения которых вне пределов береговой полосы может оказаться значительно шире.

ЛИТЕРАТУРА

Бодылевский В. И. О некоторых фаунах из меловых отложений Колымского края и Западной Камчатки. Матер. по изучению Охотско-Колымского края, серия геологии и геоморфологии, вып. 5, 1937.

Бондаренко В. В. Отчет о рекогносцировочных геоморфологических исследованиях летом 1930 г. в Пенжинском районе. Журнал «Землеведение», том XXXIII, вып. 3—4, 1931.

- Васильев В. А. Геологический очерк восточной части Корякского хребта. Труды Арктич. ин-та, том LIX, 1936.
- Воронец Н. С. Находка юрской фауны в Охотско-Колымском крае. Матер. по изучению Охотско-Колымского края, вып. 6, 1937.
- Давыдов. Лощия побережий РСФСР. Владивосток, 1923.
- Дитмар К. Поездка и пребывание на Камчатке в 1851—1855 гг. СПб., изд. АН, 1901.
- Дьяков Б. Ф. О меловых отложениях полуострова Камчатки. «Проблемы советской геологии», № 12, 1935.
- Елисеев Б. Н. Геологический очерк Чукотско-Анадырского края (сводная работа по материалам геологической экспедиции до 1935 г.). Фонд НГРИ, 1935.
- Кара-Мурза Э. Н. Ископаемая растительность восточного побережья Пенжинской губы (Западное побережье Камчатки). Фонд НГРИ, 1937.
- Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Геолразведиздат, 1932.
- Криштофович А. Н. О меловой флоре Охотского побережья и Северной Камчатки. Матер. по изучению Охотско-Колымского края, серия 1, вып. 5, 1937.
- Кропоткин П. Н. и Шаталов Н. Т. Очерк геологии северо-востока СССР. Матер. по изучению Охотско-Колымского края, серия 1, вып. 3, 1936.
- Кудрявцев М. П. Геология и месторождения ископаемых углей бухты Угольной (Чукотский национальный округ), побережье Берингова моря. Труды Арктич. ин-та, том LIX, 1936.
- Ливеровская Е. В. О меловой фауне восточного побережья Пенжинской губы. Фонд НГРИ, 1937.
- Майдель Г. Путешествие по северо-восточной части Якутской области 1868-1870 гг. Зап. Имп. Ак. наук, том LXXIV, 1894.
- Машковцев С. Ф. и Чурин П. В. Материалы к геологии и петрографии Северной Камчатки. Труды ГГРУ, вып. 59, 1931.
- Martin G. C. Mesozoic Stratigraphy of Alaska. U. S. Geol. Survey Bull, 776, 1926.
- Наумова С. Н. Петрографическая характеристика камчатских меловых углей мыса Астрономического. Химия твердого топлива, том VII, вып. 8, 1936.
- Новиков С. В. и Скорняков П. И. Докембрий и палеозой Охотско-Колымского края. Матер. по изучению Охотско-Колымского края, серия 1, вып. 6, 1936.
- Плешаков И. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. «Проблемы советской геологии», том VIII, № 6, 1938.
- Полевой П. И. Анадырский край. Труды геол. ком., новая серия, вып. 140, 1915.
- Рабинович Ф. К. Верхнемеловые и третичные отложения Охотско-Колымского края. Матер. по изучению Охотско-Колымского края. Серия 1, вып. 7, 1936.
- Слюнин Н. В. Охотско-Камчатский край. СПб, 1900.,
- Хватов Б. В. Полный отчет Камчатской угольной экспедиции Гостреста Дальстрой по работам 1933—1934 гг. Фонд Арктич. ин-та, 1935.

Н. М. Маркин

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

ВВЕДЕНИЕ

Поводом для постановки ВНИГРИ в 1936 г. маршрутных исследований послужили сообщения Н. В. Бессонова [1933 (ф)] и Б. В. Хватова [1935 (ф)] о наличии третичных отложений в районе бухты Подкагерной и севернее ее. Нижнетретичные отложения западного побережья Камчатки (Тигильский район) имеют признаки нефтеносности, следовательно, можно было ожидать таковые и в соседнем районе Пенжинской губы.

Маршрут был выполнен вдоль восточного берега Пенжинской губы (фиг. 1) без заходов вглубь Камчатки. Топографической основой служила одновременно проводившаяся К. П. Александровым мензульная маршрутная съемка.

Фауна наших сборов обработана А. П. Ильиной и Л. В. Криптович, флора — Э. Н. Кара-Мурза, петрографические определения сделаны В. А. Серягиным.

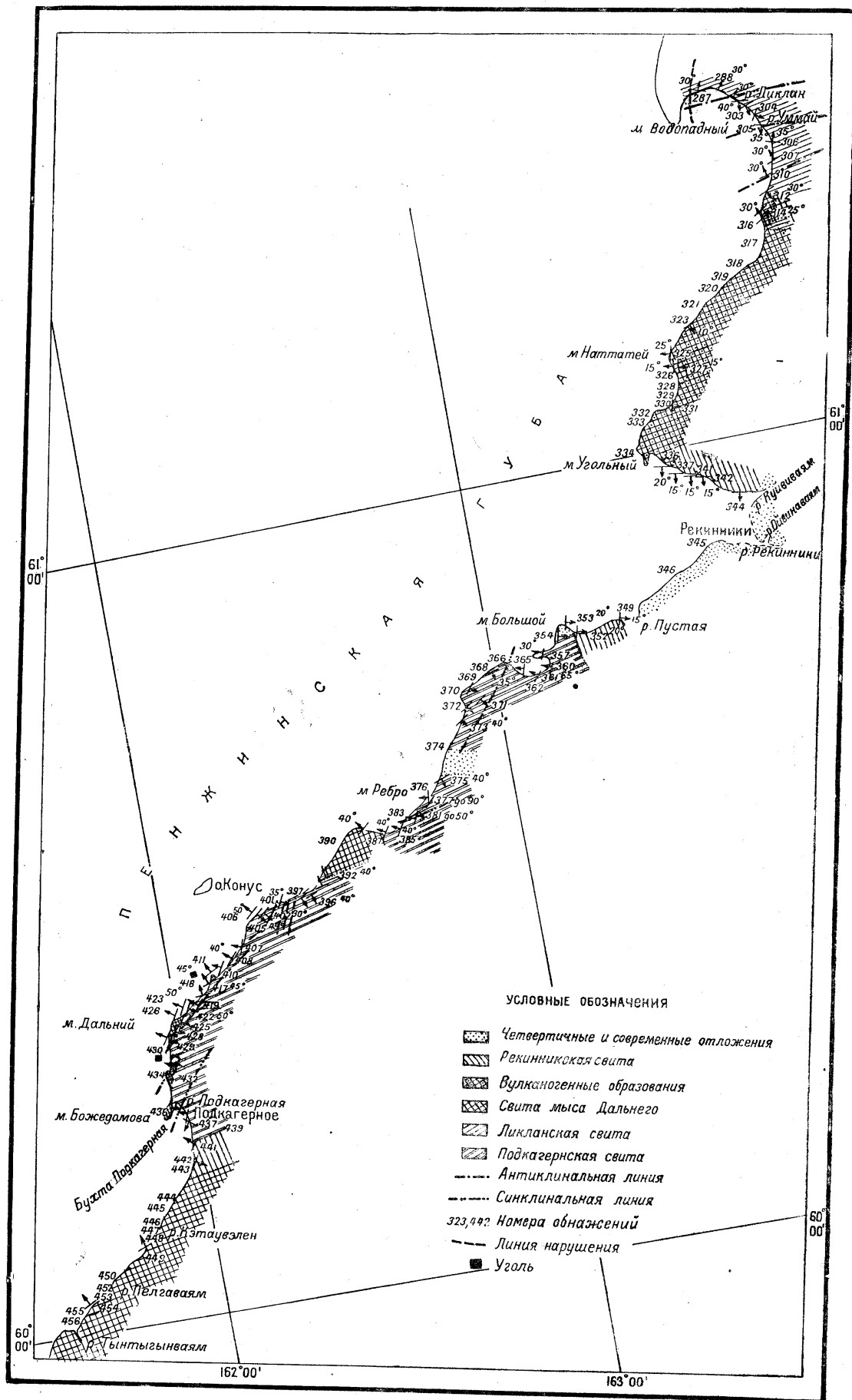
Литературные сведения по геологии района исключительно скудны и касаются, главным образом, южной половины маршрута, будучи связанными с разведкой угля в бухте Подкагерной.

В 1913 г. С. Ф. Машковцев и П. В. Чуринов пересекли Камчатку по маршруту бухта Корфа — бухта Рекиниевская. В Рекиниевской бухте они выделили отложения, относимые по возрасту к плиоцену и постплиоцену. Ими также отмечено, что плиоценовые отложения трансгрессивно налегают на базальты, развитые в северной половине Рекиниевской бухты.

В 1932 г. Н. В. Бессонов [1933 (ф)] производил, по заданию Дальгеотреста, разведочные работы на уголь в районе бухты Подкагерной. В разрезе им выделены (снизу вверх):

1. Продуктивная толща — песчаники и глины с прослоями углей, прорвана андезитами и базальтами. Возраст — миоцен.
2. Морская свита (нижний плиоцен), залегает трансгрессивно на продуктивной толще.

В 1933—1934 гг. по заданию Дальстроя в районе проводил маршрутные исследования Б. В. Хватов [1935 (ф)].



Фиг. 1. Схематическая маршрутная геологическая карта восточного побережья Печоринской губы (м. Водопадный — б. Подкагерная).

Знака 1176.

Стратиграфический разрез третичных отложений, по Б. В. Хвату, начинается темно-серыми песчаниками палеогена, с угловым несогласием и трансгрессивно перекрывающими породы верхнего мела. На палеогене залегают базальты, андезиты и их туфы, на которых залегает угленосная свита, обнаженная в бухте Подкагерной и отнесенная по возрасту к миоцену.

Миоценовая толща трансгрессивно перекрывается толщей верхнего и среднего плиоцена. Плиоценом же перекрывается и андезитовый покров.

В 1932 г. в соседнем к югу Паланском районе проводил маршрутные геологопоисковые исследования М. Ф. Двали, отчет по которым был представлен в 1939 г.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ОРОГИДРОГРАФИИ РАЙОНА

Берег образует ряд больших бухт (Рекинникская, Подкагерная и др.) и несколько выдающихся мысов, что объясняется довольно разнообразным литологическим составом пород, слагающих берег Пенжинской губы.

Там, где обнаженными являются изверженные породы — липаритовые лавы, андезиты и пирокластические отложения, — мы имеем наличие таких мысов, как Угольный, Большой, Нататей, Дальний, Божедомова, Ребро и ряд безымянных. Мысы или далеко вдаются в море, или образуют небольшие выступы.

В большинстве случаев на месте легко размываемых пород образовались бухты. Так, например, берега бухты Рекинникской сложены рыхлыми образованиями плиоценового и четвертичного времени.

Если бухта Рекинникская протягивается с запада на восток, то бухта Подкагерная ориентирована перпендикулярно к указанному направлению, т. е. с юга на север. Это объясняется, по-видимому, наличием на западном побережье бухты трудно размываемых пород — андезитов, их туфов и пирокластических отложений, которые слагают мыс Божедомова и дальше в виде подводной гряды протягиваются до о-ва Енгальцева.

Восточный берег бухты слагается осадочными породами, более поддающимися размыву. На этом же участке имеется довольно значительное количество островов, расположенных в большинстве случаев на небольшом расстоянии от берега — острова Арка, Ровный, Зубчатый, Енгальцева, Конус, Скала и ряд мелких островов, расположенных в непосредственной близости от берега, часть из которых во время больших отливов соединяется с материком.

Гидрографическая сеть в исследуемом районе развита довольно интенсивно.

В Рекинникскую бухту впадают три большие реки — Кунвиваям, Ойвинаям и Рекинники, причем две последние имеют одно устье.

Долины указанных рек довольно широки, с низкими бортами, покрытыми мокрой тундрой.

В 15 км южнее также в Рекинникскую губу впадает р. Пу-стая. Ширина ее во время больших приливов достигает в приустьевой части 3 км, тогда как во время отливов остается относительно узкое русло и ряд небольших протоков, причем во время отлива обсыхает большая полоса бухты, почти до о-ва Ровного.

Довольно значительная по размерам р. Подкагерная впадает в бухту одноименного названия и на некотором расстоянии течет параллельно берегу, отделяясь от него небольшой косой.

СТРАТИГРАФИЯ

Третичные образования

В строении исследуемого района принимают участие, главным образом, третичные образования.

Их стратиграфический разрез нами расчленяется на следующие четыре свиты (снизу вверх): подкагернскую, ликланскую, свиту мыса Дального и рекинникскую (фиг. 2).

Подкагернская свита (Pg₂₋₃)

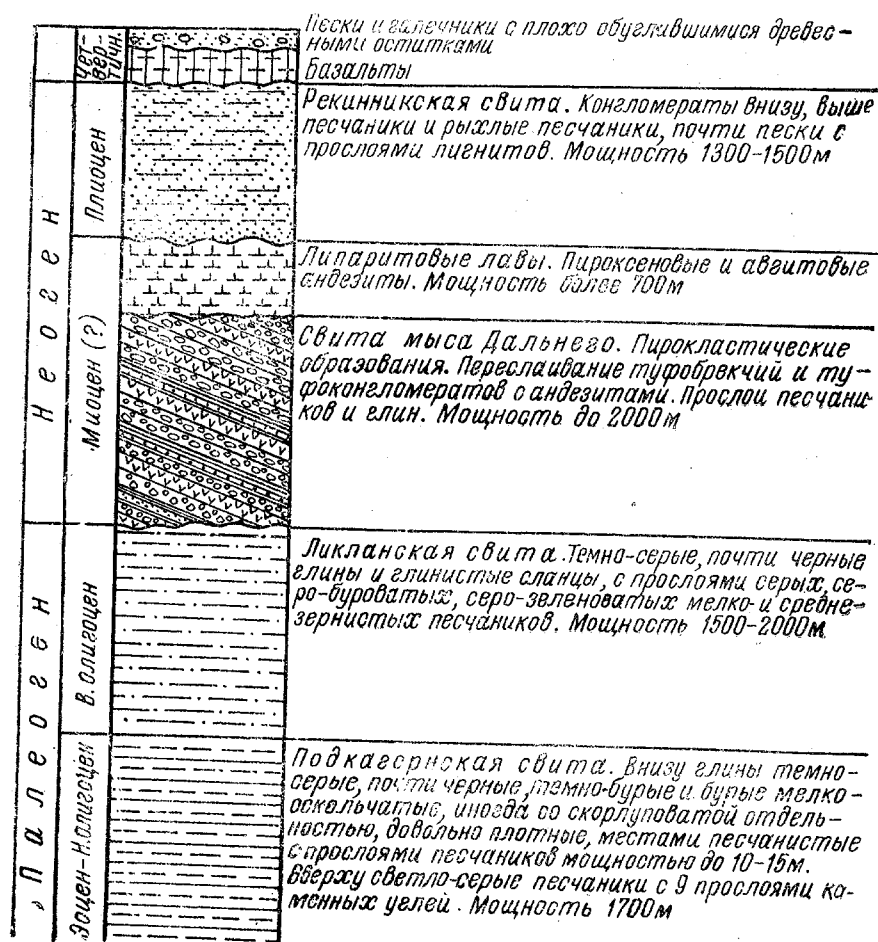
В подкагернскую свиту нами выделяются отложения, развитые с небольшими перерывами между мысом Большим и южной оконечностью бухты Подкагерной.

На всем этом участке берега моря, за исключением самой бухты Подкагерной, свита в основном представлена глинами с подчиненными прослоями песчаников. Глины в большинстве случаев темно-серые, почти черные, плотные, мелкооскольчатые, редко с очень тонкими линзообразными прослоями песчаников.

Прослой песчаников, залегающие среди глин, по мощности колеблются от нескольких сантиметров (5—10) до нескольких метров (10—20).

Песчаники разномзернистые, иногда конгломератовидные, большей частью плотные, серые, серо-зеленоватые, темно-серые, бурые и желто-бурые, во многих случаях с ржаво-бурым окрашиванием по трещинам и в зоне выветривания. По плоскостям наслоения в песчаниках в изобилии встречены отпечатки листьев древесной растительности. В некоторых случаях в песчаниках отмечаются окаменевшие и обуглившиеся обломки стволов деревьев.

Спорадически среди глин и песчаников наблюдаются небольшие по мощности прослой песчаников (до 50 см), сплошь состоящие из отпечатков и ядер фауны.



Фиг. 2. Схематический стратиграфический разрез третичных отложений восточного побережья Пенжинской губы.

Описанные отложения местами инфицированы базальтами, которые залегают в виде секущих даек и довольно мощных пластовых внедрений.

Во многих случаях песчаники и глины рассечены в различных направлениях прожилками кальцита разнообразной мощности, которые при раскалывании издают резкий запах керосина.

Мощность описанных отложений 1000—1200 м.

Отложения, развитые в районе бухты Подкагерной и относимые нами к подкагернской свите, выражены несколько иначе, нежели

осадки той же свиты, развитые севернее. Основными породами здесь являются песчаники с редкими, незначительной мощности, прослоями глин. Песчаники разнозернистые, довольно хорошо слоистые, иногда плитчатые, серого, светло-серого и желтовато-бурого цветов. В них залегают прослоями глины мелкооскольчатые, темно-серые, почти черные и темно-бурые. В нижней и средней части описанных отложений отмечаются 9 прослоев углей, мощностью от 0,5 до 2 м каждый. Мощность видимой части описанных отложений достигает 500—600 м.

Стратиграфически выше на описанные отложения налегает пачка глин мощностью 70 м, развитая на левом берегу р. Подкагерной под летниками сел. Подкагерная.

Эти отложения выражены глинами серыми, серо-бурыми, темно-серыми, сильно песчанистыми, местами переходящими в глинистые песчаники. Глины довольно плотные, мелкооскольчатые, иногда со скорлуповатой отдельностью. Среди глин залегает много конкреций самой различной формы и величины, колеблющейся от нескольких сантиметров до 1 м. Конкрекции очень крепкие, состоящие из темно-серых тонкозернистых глинистых песчаников. В конкрециях много остатков фауны, которая очень трудно выбивается.

Среди описанных песчанистых глин наблюдаются прослои песчаников серых, серо-желтоватых и светло-серых, мелко- и среднезернистых и довольно плотных. Местами песчанистые прослои менее плотные, сильно глинистые, серого и грязно-серого цвета.

Подкагернская свита довольно хорошо охарактеризована фауной и флорой.

Отложения, развитые в районе мыс Большой—бухта Подкагерная и относимые нами к подкагернской свите, характеризуются наличием следующей фауны, определенной Л. В. Криштофович [1933 (ф)] (обн. 364, 368, 371, 383, 385, 387 и 437):

Пелециподы: *Nuculana* (*Sacella*) *gabbii* (Gabb), *N. sp. n.*, *Cardita sp.*, *Corbicula kamtschatica* L. Krish t., *C. cf. fonsata* S l o d k., *C. sp.*, *C. sp. n.*, *Meretrix aff. lenis* (C o n r a d), *Macoma sp. n.*, *M. sp. n.*, *M. sp. n.*, *Placunanomia sp.*, *Ostrea tigiliana* (S l o d k.), *O. sp.*, *Modiolus sp.*, *Mytilus* (?) *aff. kovatschensis* L. Krish t.

Гастроподы: *Margarites sp.*, *Natica sp.*, *Polinices ex gr. hornii* G a b b, *P. (Euspira) sp. n.*, *P. sp.*, *Melania podkagernensis sp. n.*, *Caleodea* (?) *sp. n.*, *Neptunea sp.*, *Fasciolaria sp. n.*, *Sycum* (?) *cf. stillum* N e l s o n, *Acteon sp.* (*cf. A. prisca* C o n r a d), *Bruc-larkia sp. n.*

В заключении о возрасте приведенного списка фауны Л. В. Криштофович пишет: «Фауна из описанных отложений очевидно является наиболее древней третичной фауной Камчатки и может быть сопоставлена лишь с нижнеоценовыми фаунами

Северо-западной Америки. Присутствие в ней таких видов как *Nuculana (Sacella) gabbii* (G a b b), *Polinices* ex gr. *hornii* G a b b, руководящих для зоцена Северо-западной Америки, а также присутствие других эоценовых или близких к ним форм: *Acteon* sp. (cf. *Acteon prisca* C o n g r a d), *Caleodea* (?) sp. n., *Sysum* (?) cf. *stillum* N e l s o n, *Macoma* sp. n., напоминающей *Macoma rosa* H a n n a, *Meretrix* (?) aff. *lenis* C o n g r a d дает вполне определенное основание судить об эоценовом возрасте этой фауны.

Эти же отложения содержат флору, из которой Э. Н. Кара-Мурза [1937 (ф)] определены: *Sequoia Langsdorfii* H e e r, *S.* sp., *Acrocarpus ordinarius* H o l l i c k sp. n., *Magnolia Nordenskioldii* H e e r, *Taxodium tinajorum* H e e r, *T.* sp. (cf. *T. distichum miocenicum*), *Glyptostrobus europaeus* H e e r, *Acer* cf. *arcticum* H e e r, *A. Bendirei* L e s q., *Populus arctica* H e e r, *P. genetrix* N e w b., *P.* cf. *xantholithensis* K n o w l t, *P.* cf. *Richardsonii* H e e r, *P. latior* A l. B r., *P.* sp., *Salix* cf. *grandifolia* W e b e r, *Myrica* cf. *speciosa* U n g., *Juglans longiapiculata* H o l l i c k?, *J.* sp., *Hicoria magnifica* K n o w l t, *H.* sp., *Betula plisca* E t t., *Magnolia Nordenskioldii* H e e r, *Platanus* cf. *acuioides latifolia* K n o w l t, *P.* sp. (*P. Cuillelmae*), *Scophora multiformis* H o l l i c k, *Vitis* sp., *Phillites* sp., *Hedera Mac Clurii* H e e r, *Diospu-ros* cf. *brachyscala* A l. B r.

Э. Н. Кара-Мурза путем сопоставления с флорами Старого и Нового Света приходит к заключению об эоценовом возрасте приведенной флоры.

Э. Н. Кара-Мурза пишет: «Просматривая списки флор хулгунской и снатолской свит, выделенных И. Б. Плешаковым в Утхолокском районе, мы находим там значительный процент форм, общих с флорой подкагервской свиты Пенжинской губы.

С хулгунской свитой общими являются: *Glyptostrobus europaeus* B r o n g., *Sequoia Langsdorfii* H e e r, *Taxodium* sp., *Populus* cf. *xantholithensis* K n o w l t, *P. arctica* H e e r [*Trochodendroides arctica* (H e e r) B e r r y], *Acer* cf. *arcticum* H e e r, *Hicoria magnifica* K n o w l t, *Vitis* sp., *Platanus* sp., *Ficus* sp., *Hedera* sp.

Во флоре Пенжинской губы отсутствуют, однако, такие древние формы как *Cephalotaxopsis*, *Pterospermites* sp., *Costaliites* sp.? и др.; с другой стороны, в ней больший процент более молодых третичных видов.

Общими с флорами снатолской свиты являются те же виды: *Sequoia Langsdorfii* H e e r, *Glyptostrobus* sp., *Taxodium* sp., *Populus* cf. *xantholithensis* K n o w l t, *P. arctica* H e e r [*Trochodendroides* (H e e r) B e r r y], *Acer* cf. *arcticum* H e e r, *Hicoria magnifica* K n o w l t, *Vitis* sp.

Сопоставляя ее с флорами хулгунской и снатолской свит тигильской серии, мы приходим к выводу, что в нашей коллекции представлены флоры обеих свит.

Если мы считаем низы хулгунской свиты тяготеющими по характеру флоры к палеоцену, то флору Пенжинской губы можно считать эоценовой.

Следовательно, мы считаем флору Пенжинской губы флорой тигильской толщи, аналогичной, с одной стороны, флоре средних и верхних горизонтов хулгунской свиты, с другой стороны — флоре низов и средних горизонтов снатолской свиты.

В возрастном отношении мы склонны, как уже указывалось выше, считать ее флорой эоценовой, типа флоры Форт-Юнион, тяготеющей к флорам верхнего мела типа Лярамии.

Дальше Э. Н. Кара-Мурза говорит о том, что «трудно решить вопрос точнее, имеем ли мы дело с верхней- или нижнеэоценовой флорой. Мы склонны предположительно считать ее флорой первой половины эоцена, оставляя, однако, окончательное решение вплоть до более детального изучения этой весьма интересной флоры».

Из сказанного совершенно ясно следует, что отложения, содержащие вышеназванную флору, относятся к эоцену, вероятнее всего даже к нижней его половине.

Анализ фауны и флоры, содержащейся в нижней части подкагернской свиты, показали, что вся эта мощная песчано-глинистая толща, развитая на участке берега между мысом Большим и мысом Дальним, может быть отнесена к эоцену; другими словами, она будет параллелизоваться с нижней частью тигильской толщи западного побережья Камчатки.

Отложения подкагернской свиты, развитые непосредственно в бухте Подкагерной, предыдущими исследователями относились по возрасту к миоцену.

Миоценовый возраст данных отложений ранее устанавливался на основании следующих форм, определенных В. С. Слодкевичем и А. П. Ильиной [1937] в коллекции, собранной Б. В. Хватовым из верхней части описанных отложений: пелециподы — *Leda* sp., *Astarte fonsata* Slodk., *Cardita ferruginea* Adams., *C.* sp., *Cardium* sp. n. (?), *Corbicula* sp., *Clementia* (?) sp., *Venus* sp., *Pitaria oregonensis* Conrad, *Macoma inquinata* Desh., *M.* sp., *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jay, *M.* sp., *Thracia* sp., *Ostrea rekinikensis* sp. n., *O. tayloriana* Gabb, *O. tigilana* Slodk., *O.* sp., *Mytilus podkagernensis* sp. n., *Modiolus rectus* (Conr.) var. *flabellatus* (Gld.);

гастроподы — *Natica* (*Tectonatica*) cf. *clausa* Brod. et Sow., *Crepidula auricula* Yok., *Polinices* (*Euspira*) *lewisii* Gld., *P.* cf. *galianoi* Dall, *Neptunea* (*Sulcosipho*) cf. *tabulata* Baird., *N.* sp. n., *Psephaea prevostiana* (Grosse) var. *oregonensis* Dall, *Vermetus* sp.

В заключении о возрасте названные авторы пишут:

«Наличие здесь таких форм, как *Ostrea tigiliana*, *Ostrea tay*

loriana, *Astarte fonsata* и *Pitaria oregonensis* позволяет отнести эту свиту к среднему миоцену, а большое количество общих видов с тигильской свитой, развитой в Тигильском районе, на западном побережье Камчатки, позволяет параллелизовать эти свиты между собой. И, хотя эта параллелизация ввиду малого количества видов не может быть произведена полностью, следует считать, что значительная часть тигильской свиты, и именно ее верхняя часть, представлена и в районе бухты Подкагерной».

Таким образом, отложения бухты Подкагерной были отнесены по возрасту к среднему миоцену на основании параллелизации ее с тигильской свитой западного побережья Камчатки, так как по собранной тогда фауне определить возраст этих отложений не представлялось возможным. Возраст же тигильской толщи в первоначальной стратиграфической схеме Б. Ф. Дьякова считался среднемиоценовым.

В 1935 г., и окончательно в 1937 г., Л. В. Криштофович на основании довольно большого количества определенной ею фауны из тигильской толщи, возраст названной толщи сильно понизила, и ныне окончательно установлено, что тигильская толща не выходит за пределы палеогена, залегая ниже так называемой ковачинской толщи, которая относится к верхнему олигоцену.

Л. В. Криштофович [1937 (ф)] пишет: «Подводя итоги всего вышеизложенного, представляется наиболее вероятным считать, что верхняя граница тигильской толщи находится еще в олигоцене, тогда как следующие от кровли вниз слои могут быть переходными к эоцену и не исключена возможность, что нижний отдел зоны *Cardium snatolensis* будет возрастным эквивалентом с *Turritella variata* зоны Santa Yno kange, т. е. будет относиться к самым верхам эоцена».

Кроме того, тигильская толща содержит богатейшие растительные остатки, которые дают весьма ценные сведения о палеогеографии тигильского времени и позволяют Э. Н. Кара-Мурза установить палеогеновый возраст тигильской толщи.

Мы уже говорили выше, что решающим в определении возраста отложений подкагеринской свиты явилось наличие общих видов с фауной тигильской толщи. По этому поводу Л. В. Криштофович пишет: «Часть видов, цитированных для тигильской толщи В. С. Слодковичем, А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович, подверглись переопределению, так как в большинстве случаев дополнительный материал позволил по-иному толковать определенные ранее виды».

Так, например, старое название *Astarte fonsata* S l o d k. определяется теперь как *Cardita ksenophonti* sp. n. Обе формы встречены в тигильской толще западного побережья Камчатки».

Первоначальная ошибка в определении возраста тигильской толщи была механически перенесена за пределы Тигильского

района [Ф. К. Рабинович, 1936; Н. Т. Шаталов и П. Н. Крапоткин, 1936; Б. В. Хватов, 1935 (ф)].

В пользу сопоставления подкагернской свиты с тигильской толщей говорят некоторые аналогии литологического характера.

Как известно, на западном побережье Камчатки мы имеем две угленосные толщи, расположенные на противоположных концах третичной колонки: в палеогене — тигильская толща и в плиоцене — эрмановская толща. Разделяющая их воямпольская толща по всему западному побережью Камчатки не содержит в себе углей. Из аналогов подкагернской свиты на западном побережье Камчатки могут быть или тигильская, или эрмановская толща. Эрмановская толща отпадает по следующим соображениям: во-первых, эрмановские угли, как правило, лигниты, тогда как в Подкагерной — угли каменные (анализы образцов Б. В. Хватова). С другой стороны, по наличию вышеуказанной фауны подкагернскую свиту никак нельзя отнести по возрасту к плиоцену и, наконец, плиоценовые отложения Пенжинской губы, как увидим ниже, не имеют различий с тигильским плиоценом как по фауне, так и по литологии.

Таким образом, единственно возможным аналогом отложений, обнажающихся в бухте Подкагерной, будет тигильская толща на западном побережье Камчатки.

Фауна, литология и наличие каменных углей — вот те основные данные, которые позволяют отложения, развитые в бухте Подкагерной, параллелизовать с тигильской толщей.

Мы, естественно, приписываем подкагернской свите палеогеновый возраст, поскольку, как указывалось Л. В. Криштофович [1937 (ф)], верхняя граница тигильской толщи не выходит за пределы олигоцена.

Здесь же следует добавить, что, проводя аналогию с тигильской толщей западного побережья Камчатки, нельзя упускать из виду, что вся собранная и определенная фауна тигильской толщи располагается исключительно в верхней ее части, т. е. по фаунистически охарактеризованной верхней части можно судить о ее нижнеолигоценовом возрасте, с некоторым заходом в эоцен. Таким образом, когда мы упоминаем о параллелизации с тигильской толщей, то имеем в виду исключительно ее верхнюю часть, имеющую олигоценовый возраст. Случаи же параллелизации ее с низами нами специально оговариваются.

На некоторую аналогию подкагернской свиты с тигильской толщей указывает петуфогенный состав песчаников указанных свит. Песчаники тигильской толщи в очень небольшой степени содержат туфогенный материал. Песчаники подкагернской свиты состоят также главным образом из кварцевых зерен и не имеют примеси туфогенного материала. Для характеристики песчаников подкагернской свиты приводим их определение под микроскопом.

Песчаник зеленовато-серый, крупнозернистый, под микроскопом представлен беспорядочно расположенным комплексом мелких, совершенно неокатанных зерен кварца и более крупных полукатанных зерен полевого шпата, спаянных мельчайше раздробленным кварцем и хлоритом.

Порода на 75% представлена кварцевыми зернами, полевых шпатов 15% и цемента 10% от общей массы породы.

В низах подкагернской свиты обнажается зеленовато-серый мелкозернистый песчаник.

Под микроскопом структура пород обломочная. Обломки кварца являются основным породообразующим минералом. В значительно меньшей степени встречаются обломки плагиоклаза. В незначительных количествах присутствует серицит, биотит и хлорит. Роль цемента играет мелкозернистый агрегат кварцевых зерен вместе с чешуйками хлорита, глинистым материалом и железистыми окислами.

Мы останавливаемся на этом вопросе потому, что вышележащие толщи разреза третичных отложений западного побережья Камчатки содержат туфогенный материал и в довольно большом количестве, тогда как только тигильская толща содержит его в незначительных количествах.

Из всего материала, приведенного для подкагернской свиты, следует заключить, что мы имеем дело с отложениями, по возрасту относимыми к палеогену, причем отложения, развитые по берегу моря между мысом Большим и мысом Дальним, имеют эоценовый возраст. Отложения, развитые в бухте Подкагерной, в своей верхней части относятся к олигоцену.

Мы почти не располагаем материалом, по которому могли бы судить о соотношении подкагернской свиты как с нижележащими, так и вышележащими образованиями. И только по аналогии с западным побережьем Камчатки можно предполагать, что на мелу подкагернская свита лежит несогласно и трансгрессивно.

Ликланская свита (Pg₃)

В исследованном районе, в северном окончании описываемого маршрута, нами выделена свита, названная ликланской. Породы ликланской свиты слагают берег Мамечинского залива. Наиболее южный выход находится под мысом Наттатей с южной стороны.

Разрез ликланской свиты в нижней видимой части разреза начинается глинами. Глины темно-серые, почти черные, мелкооскольчатые, довольно плотные, с небольшими конкрециями из серого и темно-серого мелкозернистого очень плотного песчаника.

Выше по разрезу среди глин начинают появляться прослои песчаников. Песчаники серые, серо-буроватые, мелко- и тонкозернистые, местами плитчатые и частослоистые, с массой обуглив-

шихся растительных остатков, которые располагаются по плоскостям наслоения, что придает полосчатость поверхности обнажения песчаников. В песчаниках иногда отмечаются включения плохо окатанных обломков каменных углей и черных глин, располагающихся в виде слоя в большинстве случаев на границе песчаников и глин.

Чередующиеся прослои песчаников и глин колеблются в мощности от нескольких сантиметров (10—15) до нескольких метров (2—3). В чередовании преобладают глины. Эта пачка песчаников и глин имеет мощность 50 м. Стратиграфически выше опять появляются глины без прослоев песчаников. Глины почти по всему разрезу темно-серые, почти черные, мелкооскольчатые, неслоистые, с конкрециями из песчаников, в которых в изобилии встречается много мелких обуглившихся растительных остатков.

Эта толща глин довольно однообразна и относительно велика по мощности (300—350 м).

Выше по разрезу отмечается чередование глин и песчаников. Песчаники серые, серо-зеленоватые с темно-серыми расплывчатыми пятнами, среднезернистые, с массой обуглившихся растительных остатков. Песчаники местами сильно глинистые, при этом они приобретают темно-серую окраску и становятся довольно плотными.

Пачка чередований песчаников и глин, вернее глин с прослоями песчаников, вновь сменяется глинами без прослоев песчаников. На этом стратиграфический разрез ликланской свиты на участке морского берега между мысом Водопадным и обн. 14 заканчивается.

Ориентировочно мощность свиты достигает 1500 м.

К югу от полосы сплошного развития пород ликланской свиты еще в трех участках берега выходы пород этой свиты наблюдаются в виде окон под покровами андезитовых и липаритовых лав.

В обн. 316 в обрыве морского берега под липаритовыми лавами видны песчаники серые, серо-зеленоватые мелко- и среднезернистые, плотные.

Второй выход ликланской свиты находится несколько севернее мыса Наттатей, где также под покровом липаритовых лав наблюдаются песчаники и глины. Песчаники серые и серо-буроватые, мелко- и тонкозернистые с большим количеством обуглившихся растительных остатков, которые располагаются главным образом по плоскостям наслоения. Песчаники местами плитчатые. Глины серые и темно-серые с очень тонкими линзообразными прослоями песчаников, благодаря чему создается впечатление полосчатости. Глины и песчаники образуют тонкое чередование и обнажены по мощности не более чем на 100 м.

И, наконец, последний выход, по-видимому, ликланской свиты находится непосредственно южнее мыса Наттатей. Здесь породы

ликланской свиты образуют относительно пологую антиклинальную складку, срезанную берегом моря под острым углом.

На южной стороне мыса на отдельной небольшой горке вверх залегает андезитовый покров, под которым находятся липаритовые лавы. Липаритовые лавы по неровной поверхности контактируют с песчаниками и глинами, занимающими нижнюю часть обрыва.

Песчаники серые, серо-зеленоватые, мелко- и тонкозернистые, местами плитчатые, с массой обуглившихся растительных остатков, располагающихся по плоскостям наложения. Песчаники чередуются с глинами серыми и темно-серыми, довольно плотными, местами полосчатыми благодаря наличию в них очень тонких прослоев серых песчаников. Глины комковатые, оскольчатые и неровноплитчатые.

Песчаники и глины в зоне контакта с липаритовыми лавами производят впечатление окремнелых.

Стратиграфически ниже обнажаются песчаники и глины, аналогичные вышеописанным, которые к ядру антиклинали сменяются глинами с очень тонкими прослоями песчаников. Аналогичный разрез повторяется и на юго-восточном крыле антиклинальной складки.

Следует отметить, что все три вышеописанных выхода не содержат в себе остатков как фауны, так и флоры. Однако литологически породы сходны с обнажающимися песчаниками и глинами ликланской свиты, расположенными южнее п-ова Мамечинского. Аналогия наблюдается и в условиях залегания — ликланская свита и описанные выходы пород покрываются покровами андезитовых и липаритовых лав.

Нижняя граница ликланской свиты, характер и возраст подстилающих ее пород остались невыясненными.

В двух обнажениях (№ 303, 308) из пород ликланской свиты отобрана скудная фауна, среди которой А. П. Ильиной определены:

Thyasira sp., *Corbicula* cf. *gabbiana* Henderson, *Clementia* sp., *Solemya* (*Aharax*) *dalli* Clark, *Variamussium* *pillarensis* Slodk., *Modiolus* *restorationensis* Van Winkle, *Natica* (*Natica*) cf. *dalli* Tegland, *Polinices* (*Neverita*) *recluriana* Petit. var. *alta* Dall, *P.* sp., *Clavus* sp., *Brucarkia* cf. *barcerianum* (Cooper) var. *santacruzianum* (Arnold).

Имеющихся данных по условиям залегания пород ликланской свиты и составу обнаруженной в них фауны было бы недостаточно для определения ее стратиграфического положения в разрезе и возраста. Однако сопоставление с лучше изученным разрезом третичных отложений Тигильского района Западной Камчатки позволяет достаточно определенно ответить на этот вопрос.

Наиболее вероятным возрастным аналогом ликланской свиты является верхнеолигоценная ковачинская толща в разрезе Ти-

гильского района, в составе фауны которой имеются все определенные до вида, без знака cf. формы: *Solemya (Ahrax) dalli* Clark, *Variamussium pillarensis* Slodk., *Modiolus restorationensis* Van Winkle.

Большая часть разреза ковачинской толщи представлена глинами или глинистыми сланцами с конкрециями из плотного серого и темно-серого песчаника. Верхняя часть свиты более песчанистая, выраженная песчанистыми сланцами или песчаниками.

На юге Тигильского района ковачинская толща выражена исключительно глинами и глинистыми сланцами с тонкими прослоями песчаников, тогда как несколько севернее появляются песчаники, вначале небольшой мощности (Точилинский район), которые, постепенно увеличиваясь, достигают значительной мощности (Воямпольский район).

Наличие общих видов фауны и фациально-литологическое сходство пород позволяет нам считать ликланскую свиту аналогом ковачинской толщи, имеющей верхнеолигоценовый возраст.¹

По аналогии с Тигильским районом следует считать, что ликланская свита лежит согласно на подкагернской, чего, по-видимому, нельзя сказать о ее верхней границе, т. е. вполне возможно, что свита мыса Дальнего лежит на ликланской с некоторым перерывом.

Свита мыса Дальнего (N₁?)

Выделенная нами свита мыса Дальнего сложена в основном вулканогенными образованиями. Это грубое переслаивание туфобрекчий, туфоконгломератов и андезитовых лав. Пирокластические образования выражены грубой туфобрекчией, состоящей из угловатых кусков и валунов различной величины эффузивных пород (пироксенового и авгитового андезита). В цементе аггломератовый туф, чрезвычайно уплотненный, крепко связывающий туфобрекцию.

¹ Материалы наблюдений, приводимых Н. М. Маркиным, и его аргументация за выделение в разрезе ликланской свиты и сопоставление ее с верхнеолигоценовой ковачинской толщей являются достаточно убедительными. Отметим, однако, что С. И. Федотов, производивший летом 1950 г. геологические исследования на побережье Пенжинской губы между р. Маметчинкой и р. Куйвиваям, не указывает в разрезе отложений, которые можно было бы отождествить с ликланской свитой Н. М. Маркина. Судя по данным А. Г. Погожева [1951 (ф)], нет аналогов ликланской свиты и в соседнем к югу бассейне р. Пустой, а еще далее на юг в Паланском районе, по М. Ф. Двали (см. статью в настоящем сборнике), стратиграфическому положению ликланской свиты отвечает нижняя часть разреза вулканогенной свиты Кинкильского мыса.

С другой стороны, отложения, охарактеризованные верхнеолигоценовой фауной и близкие в ковачинской толще по фациально-литологическому составу, были обнаружены Г. М. Власовым [1942 (ф)] в районе бухты Корфа, а в последующее время и по всем рекам, впадающим в пролив Литке [Б. Т. Тишков и др. в 1954 (ф)]. *Ред.*

Среди туфобрекчий залегают андезиты авгитовые и пироксеновые в виде пластовых залежей мощностью до нескольких метров. Авгитовый андезит под микроскопом имеет эвпорфировую структуру. Порфиновые выделения принадлежат лабрадору и авгиту. Основная масса пилотакситовая. Между микролитами заключено частично раскристаллизованное стекло и многочисленные рудные зернышки. Порфиновые выделения оплавлены. Порода пересекают жилки, заполненные карбонатом.

Несколько иного состава авгитовые андезиты, отнесенные нами в свиту мыса Дальнего, обнажаются в бухте Подкагерной, где они имеют гиалопилитовую структуру. Порода обнаруживает ясное порфировое сложение, причем вкрапления принадлежат, главным образом, хорошо образованным пластинчатым кристаллам плагиоклаза.

Основная масса сложена мельчайшими микролитами полевого шпата, коричневато-бурым стеклом и рудными минералами. Соотношение вкрапленников и основной массы приблизительно 3 : 2. Вторичными минералами являются биотит и хлорит, образующие псевдоморфозы по плагиоклазу. Интересным является то обстоятельство, что биотит ассоциируется с плагиоклазом, тогда как естественно было бы ожидать его образующимся по пироксену. В качестве примесей присутствует магнетит.

Пироксеновый андезит имеет порфировую структуру.

Основная масса имеет слабо флюидальный характер. Наибольшим распространением в породе пользуется плагиоклаз, присутствующий как в виде фенокристаллов, так и в основной массе в виде удлиненных микролитов. Кристаллы этого минерала обладают правильными очертаниями, обнаруживают небольшую деформацию и коррозию, иногда обнаруживают зональное строение. Плагиоклазы по составу относятся к лабрадору. Биотит присутствует мелкими листочками, плеохроирующими в бурых тонах. Биотит образует псевдоморфозы по пироксену, часто с полным сохранением первоначальных кристаллографических очертаний минерала. В основной массе, кроме микролитов плагиоклаза, встречаются остатки вулканического стекла, а также в значительных количествах развит ортоклаз. В заметных количествах присутствует рудный минерал.

В свите мыса Дальнего широко развиты андезитовые туфы, состоящие (в шлифах) из обломков эффузивных пород, зерен плагиоклазов и кварца.

Обломки эффузивов относятся к андезитам. Они состоят из фенокристов зональных плагиоклазов, погруженных в микрофельзитовую или гиалопилитовую основную массу. Некоторые зерна плагиоклаза карбонатизированы. Все пирокластические обломки погружены в слабо раскристаллизованную микрофельзитовую массу.

Следует отметить, что в состав свиты мыса Дальнего входят, кроме вулканогенных пород, так же и нормально-осадочные породы — песчаники и глины. Так, к северо-востоку от мыса Дальнего и в береговых обнажениях глубокой бухты (обн. 413, 414, 415) среди туфобрекций наблюдается пачка (мощность 20 м) темно-серых плотных оскольчатых глин с тонкими прослоями серых и серо-зеленых песчаников.

Аналогичные пачки прослоев песчаников и глин (иногда до 60 м мощностью) наблюдаются среди вулканогенных пород (туфобрекций, лавы) свиты мыса Дальнего южнее описанного выхода, особенно на участке маршрута между бухтой Подкагерной и устьем р. Теви.

Свита мыса Дальнего имеет довольно широкое распространение по берегу Пенжинской губы как на северо-восток, так и на юго-запад от мыса Дальнего и хорошо обнажена, главным образом, на отдельных выдающихся мысах (Дальний, Божедомова).

Об условиях залегания и возрасте описываемых образований существуют самые различные мнения геологов, ранее работавших в Пенжинском районе или в смежном с ним.

Так, первый наблюдавший эти образования геолог Дальгеотреста Н. В. Бессонов [1933 (ф)] пишет:

«Геологический массив п-ова Тобизина, образующий в Охотском море бухту Подкагерную сложен исключительно зеленоватосерыми плотными андезитами.

Южная часть п-ова Тобизина, носящая название мыса Божедомова, представлена обособленной дайкой таких же андезитов.

Между этой дайкой и эффузивами п-ова Тобизина зажаты прорванные третичные угленосные отложения, обнажающиеся в 200 м толщью с северо-западной стороны полуострова, и с южной стороны протягиваются до «щек» р. Подкагерной».

Н. В. Бессонов говорит о прорыве третичных отложений андезитами. Возможно, это объясняется недостаточным фактическим материалом, который имелся в распоряжении Н. В. Бессонова.

Так как прорываемая, по Н. В. Бессонову, толща была отнесена к верхней половине миоцена, то естественно андезиты по возрасту были отнесены к плиоцену.

Другого мнения на взаимоотношения в залегании пород и возраст свиты мыса Дальнего держится Б. В. Хватов [1935 (ф)]. Он пишет: «По западному крылу синклинали складки по берегу моря около мыса Дальнего обн. 63 в бухте Подкагерной (обн. 58) миоценовая свита лежит непосредственно на андезитах».

Разрез восточного крыла складки по Б. В. Хватову (снизу вверх):

1. Туф андезита — 600 м.
2. Андезиты — 112 м.
3. Толща чередующихся темно-серых песчаников и светло-коричневых глинистых сланцев — 254 м.

4. Продуктивная толща, состоящая из чередующихся зеленовато-серых песчаников, углистых и глинистых сланцев — 170 м; содержит 6 пластов каменных углей мощностью от 0,65 до 3,45 м.

5. Выше залегают зеленовато-серые мелкозернистые песчаники, содержащие среднемиоценовую фауну — мощность 700 м.

Таким образом, по Б. В. Хватову, андезитовые туфы и андезиты нашей свиты мыса Дальнего залегают не над, а под угленосной или подкагернской свитой. Поскольку последняя была отнесена Б. В. Хватовым к миоцену, то, естественно, что подстилающие туфы и андезиты Б. В. Хватовым были отнесены к нижнему миоцену — верхнему палеогену.

Следует заметить, что как Н. В. Бессонов, так и Б. В. Хватов, наблюдали данные соотношения только в пределах бухты Подкагерной. В породах свиты мыса Дальнего не найдено палеонтологических остатков. Таким образом, вопрос о возрасте этой свиты приходится решать, учитывая ее взаимоотношение с покрывающими и подстилающими породами.

На юге бухты Подкагерной на породах свиты мыса Дальнего туфобрекциях, сцементированных андезитовым туфом, залегают конгломераты, переходящие выше в мощную толщу серых и серо-желтоватых грубо- и среднезернистых песчаников, содержащих включения обломков углей и галек изверженных пород (обн. 443). Из этих песчаников нами была отобрана фауна, определенная В. С. Слодкевичем и А. П. Ильиной (1937), обнаружившая полное сходство с фауной нижнего отдела и низов верхнего отдела кавранской толщи.

Следовательно, возраст песчаников и конгломератов, налегающих на свиту мыса Дальнего, не вызывает сомнений. Отсюда возраст последней должен быть древнее плиоцена.

Теперь обратимся к нижней стратиграфической границе свиты мыса Дальнего. К северо-востоку от мыса Дальнего в обрыве морского берега (обн. 413) на песчаники и глины подкагернской свиты, срезая их под довольно крутым углом, налегают туфоконгломераты и туфобрекции свиты мыса Дальнего.

Аналогичная картина повторяется несколько южнее, где в громадном обрыве в верхней его части видны туфобрекции и туфоконгломераты, тогда как в нижней части обрыва обнажены песчаники с прослоями углей — аналоги угленосной пачки бухты Подкагерной.

Непосредственного контакта между ними мы не наблюдали, однако залегание туфобрекций гипсометрически выше песчаников дает нам право говорить о налегании первых образований на последние.

Картина налегания свиты мыса Дальнего на породы подкагернской свиты довольно отчетливо видна также на первом большом мысу юго-западнее мыса Ребро.

Внизу громадного обрыва обнажаются песчаники и глина с фауной и флорой. Из фауны Л. В. Криштофович определены: *Corbicula kamtschatica* L. K r i s h t., *Melania podkagernensis* sp. n., близкая к *Melania snatolensis* sp. n.

Из флоры Э. Н. Кара-Мурза определены: *Iglans longiapiculata* Holl i c k, *Populus arctica* H e e r, *P. latior* A l. B r., *P. xantholithensis* K n o w l t., *P. sp.*, сходный с *B. arctica*, *Magnolia Nordenskioldii* H e e r, *Platanus* sp.

Эти виды входят в состав фауны и флоры нижней половины подкагернской свиты, которой приписывается эоценовый возраст.

На песчаники и глины вверху обрыва по неровной линии налегают туфоконгломераты и туфобрекчии, которые постепенно спускаются вниз обрыва и слагают дальше весь мыс. Пройдя мыс, из-под пирокластических образований свиты мыса Дальнего снова появляются песчаники и глины подкагернской свиты.

Таким образом, можно считать установленным, что образования свиты мыса Дальнего древнее плиоцена и моложе нижнего олигоцена.

По-видимому, по возрасту свиту мыса Дальнего следует отнести к миоцену. Это диктуется еще и следующими соображениями. При рассмотрении стратиграфической колонки третичных отложений восточного побережья Пенжинской губы виден следующий разрез (снизу вверх) (см. фиг. 2).

Подкагернская свита, отнесена нами по возрасту к палеогену (точнее низы олигоцена — эоцен), параллелизуется с тигильской свитой западного побережья Камчатки.

Ликланская свита, отнесена по возрасту к верхней части олигоцена и параллелизуется с ковачинской толщей западного побережья Камчатки.

Рекинникская свита, отнесена по возрасту к плиоцену и параллелизуется с верхней частью кавранской толщи.

Таким образом, имеем целиком палеоген, представленный двумя свитами, и плиоцен; целиком отсутствует фаунистически охарактеризованный миоцен.¹

¹ В последующее время А. Г. Погожев [1951 (ф)], производивший геологические исследования в этом же районе, выделил в разрезе терригенные отложения, трансгрессивно и с угловым несогласием залегающие на палеогеновых породах и содержащие, по определению А. Ф. Ефимова, миоценовый комплекс фауны. Очевидно на этом основании эти отложения названы А. Ф. Погожевым «воямпольской свитой». На геологической карте А. Г. Погожева «воямпольская свита» показана в долине р. Подкагерной с выходом на морской берег к югу от устья р. Подкагерной и в долине р. Тхаправаям. Приведены два списка фауны из двух разрезов «воямпольской свиты». Сравнение этой фауны третичного разреза Тигильского района и Сахалина показывает, что по наличию общих форм гораздо больше оснований сопоставлять «воямпольскую свиту» А. Г. Погожева с нижней половиной разреза кавранской толщи Тигильского района, имеющей возраст N_1^3 — N_2 . *Ред.*

Здесь же следует заметить, что все ранее представленные колонки данного района или начинались с миоцена, и тогда разрез шел вверх без заметных выпадов целых свит, или к миоцену причислялись свиты на самом деле палеогенового возраста.

Таким образом, и у Н. В. Бессонова и у Б. В. Хватова в стратиграфических колонках не было перерыва.

Пока нет никаких оснований и данных для построения такой колонки, где бы отсутствовал миоцен. Дело в том, что далеко на юге миоцен представлен очень мощной воямпольской толщей в 2000—2500 м, выраженной в различных районах опоковидными глинами, глинистыми сланцами, скорлуповато-чешуйчатыми глинами и песчаниками.

Сейчас нет возможности проследить изменение литологического состава указанной толщи с юга на север, но, по-видимому, бесспорно то, что по мере продвижения с юга на север толща обогащается вулканическим материалом, и в районе Пенжинской губы окончательно им замещается, превращаясь в вулканогенную свиту мыса Дальнего. Аналогом свиты мыса Дальнего исследованного нами района является свита мыса Кинкильского, выделенная М. Ф. Двали в 1932 г. в соседнем к югу Паланском районе, М. Ф. Двали [1933 (ф)] пишет: «Свита мыса Кинкильского представлена интересным по генезису комплексом переслаивающихся пирокластических образований с горизонтами эффузивных пород, в разрезе имеются часто секущие дайки.

Пирокластические образования выражены грубой туфобрекцией, без признаков слоистости, состоящей из угловатых кусков и валунов различной величины эффузивных пород моногенного состава (пироксеновый андезит).

В цементе — аггломератовый туф, иногда чрезвычайно уплотненный и крепко связывающий туфобрекцию. В последней наблюдаются эффузивные породы в виде пластовых залежей мощностью 1—2 м, выше до 10 и более метров. Отдельность массивная, часто тонкоплитчатая, благодаря рассланцованности, вызванной тектоникой. Состав в подавляющем большинстве — пироксеновый андезит, реже — роогообманковый андезит.

Туфы — аггломератовые и тонкозернистые, плотные, того же пироксенового андезита».

Рекинникская свита (N₂)

В обрывах северного берега Рекинникской бухты обнажаются породы, выделенные нами в рекинникскую свиту. Выходы пород свиты начинаются немного западнее мыса Угольного и занимают весь обрыв до устья речки Куйвиваям. На всем этом протяжении, примерно 12 км, виден весь ее разрез с самых нижних горизонтов и кончая почти современными образованиями.

Кроме того, рекинникская свита обнажается на южной стороне названной бухты и занимает пространство, начиная от устья р. Пустой до мыса Большого, расположенного на меридиане о-ва Арка.

В северной части бухты рекинникская свита начинается конгломератами, которые несогласно залегают на липаритовом покрове, что прекрасно видно у первого мыса на запад от мыса Угольного. Конгломераты серого и темно-серого цвета с гальками самой различной величины и формы. В виде окатанных обломков, но сохранивших угловатую форму, в конгломератах видны нижележащие липаритовые породы. В конгломератах много остатков фауны (см. приложение, описание обн. 336).

Непосредственно на конгломератах залегают песчаники желто-бурые, бурые и буро-зеленоватые, средне- и крупнозернистые, неплотные. Среди песчаников видны прослои конгломератов с довольно мелкой галькой, мощностью до 5 м, и имеются прослои, сплошь состоящие из ядер и остатков фауны, среди которых были определены: *Modiolus wajampolkensis* S l o d k., *Macoma nasuta* S o n g a d., *Pododesmus macroschisma* D e s h.

Собственно только данная небольшая часть разреза, по мощности 100 м, содержит в себе фауну, тогда как вышележащие слои совершенно немые. Над слоями с фауной в толще песчаников прослои конгломератов становятся менее мощными и, наконец, совсем исчезают.

Стратиграфически выше выделяется толща рыхлых песчаников, содержащая несколько прослоев лигнитов, плохо обуглившихся, темно-коричневого, местами черного цвета, с ясно различимыми остатками обуглившейся растительности. Среди песчаников выделяются прослои коричневых и темно-коричневых песчанистых глин.

Лигнитовые прослои на данном участке горят и по контакту с ними вмещающие породы приобретают кирпично-красный и обожженный вид. Благодаря пологому залеганию и сечению берегом почти по простиранию эти прослои видны на большом расстоянии.

Толща рыхлых песчаников, содержащая лигниты, сменяется стратиграфически вверх рыхлыми песчаниками, почти песками без прослоев лигнитов, но с большим количеством плохо обуглившихся древесных остатков. Песчаники плохо отсортированы, содержат в изобилии гальки изверженных пород и залегают почти горизонтально с едва заметным наклоном на юг.

Таким образом, отложения рекинникской свиты внизу выражены песчаниками с прослоями конгломератов и фауны, выше — песчаниками с горящими лигнитами; верхнюю часть разреза свиты составляют почти пески, без прослоев лигнитов, с плохо обуглившимися растительными остатками.

Несколько иной характер имеют аналогичные по возрасту отложения на южном берегу бухты, к востоку от мыса Большого. Здесь на базальтах свиты мыса Дальнего прямо залегают серые и серо-зеленоватые песчаники с гальками изверженных пород и прослоями темно-серых глин. Залегающие выше песчаники приобретают в выветрелом состоянии пепельно-серую и желтоватую окраску, плохо отсортированы и содержат гальку изверженных пород. Над ними наблюдается толща рыхлых песчаников, почти песков и на левом берегу р. Пустой песчаники серые, серо-зеленоватые и желто-зеленоватые, мелко- и среднезернистые, с беспорядочными скоплениями гальки изверженных пород (размером до 5—7 см).

На описанные песчаники налегают конгломераты мощностью 10 м, сцементированные серо-зеленоватыми плотноватыми песчаниками. Конгломераты содержат большое количество фауны. Видимая часть разреза вверх заканчивается песчаниками, мало отличающимися от нижеописанных грубослоистых с тонкими прослоями конгломератов.

Из собранной фауны А. П. Ильиной [1938 (ф)] определены: *Pecten (Pallium) swiftii* Bern. var. *etchegoini* And., *Pododesmus macrochisma* Desh., *Pecten (Pallium) swiftii* Bern. var. *huteri* Arn. и другие.

Таким образом, в данном месте рекинникская свита выражена исключительно песчаниками, без прослоев лигнитов, с прослоями конгломератов в верхней части наблюдаемого разреза.

Еще раз выход пород рекинникской свиты наблюдался нами к югу от бухты Подкагерной. Здесь¹ на вулканогенных породах свиты мыса Дальнего (обн. 443) залегают с конгломератами в основании мощная толща грубо- и среднезернистых серых, грязно-серых песчаников с ржавым окрашиванием, с обломками углей и гальки изверженных пород.

Из песчаников нами была собрана и определена В. С. Слюдкевичем и А. П. Ильиной [1938 (ф)] следующая фауна: *Clycymeris coalingsensis* Arn., *Cl.* sp., *Cardita pacifera* (Yok.), *C. paucicostata* Krause, *C. snatolana* Sldk., *C. tokunagai* (Yok.), *C.* sp., *Taras semiasperum* (Phil), *Phacoides* sp., *Cardium* sp., *Corbicula* sp., *Macoma inquinata* (Desh.), *Mya arenaria* L. var. *arenaria* L., *M. arenaria* L. var. *japonica* Jay, *M.* sp., *Pecten* cf. *turpiculus* Yok., *Mytilus* sp., *Modiolus tenuistriatus* Sldk., *M.* sp., *M.* sp., *Pododesmus macrochisma* Desh., *Puncturella nobilis* Adams, *Natica clausa* Brod. et Sow., *Crepidula auricula* Yok., *Poli-*

¹ На морском берегу к югу от бухты Подкагерной, по А. Г. Погожеву [1951 (ф)], рисуется обратное соотношение: «воямпольская свита» А. Г. Погожева — аналог рекинникской свиты Н. М. Маркина (см. сноску на стр. 58) — перекрывается уkitогорским вулканогенным комплексом, являющимся в других местах этого же района синонимом вулканогенной свиты мыса Дальнего. Более обоснованы представления Н. М. Маркина. *Ред.*

nices galianoi Dall, *P. (Neverita) reclusianus* Desh. cf. var. *reclusiana* Gr. and Cl., *Turritella* sp., *Vermetus* sp., *Amathina nobilis* Adams, *Ranella (Priene)* cf. *oregonensis* Redf., *Actaeon kamtschaticus* sp. n.

Касаясь заключения о возрасте отложений, включающих настоящую фауну, указанные авторы пишут:

«Большинство определенных в этой свите видов встречаются только в плиоцене и в плейстоцене и не заходят в миоцен. К таковым относятся *Cardita paucicostata*, *Cardita snatolana*, *Glycymeris coalingensis*, *Modiolus tenuistriatus*, *Pododesmus macroschisma* и целый ряд других форм, так что, не взирая на присутствие трех видов, неизвестных до сих пор выше миоцена — *Cardita tokunagai*, *Cardita pacitera* и *Crepidula auricula*, возраст этой свиты в целом следует определить как плиоценовый. С другой стороны, весь состав фауны обнаруживает такое полное сходство с фауной нижнего отдела и низов верхнего отдела кавранской свиты, что не вызывает никакого сомнения в такой параллелизации».

Общий список фауны из пород рекинникской свиты в районе Рекинникской бухты содержит следующие виды, определенные А. И. Ильиной [1938 (Ф)]: *Trichotropis* sp., *Acila (Trancacila)* sp. [cf. *A. (Truncacila) conradi* Meek], *Yoldia* cf. *kuluntunensis* Slodk., *Glycymeris* (?) sp., *Cardita ferruginea* Adams, *C. n.* sp., *C. sp.*, *Taras obrellus* (Gould.), *Crassatellites* ? sp., *Cardium (Cerastoderma) californiense* Desh., *Macoma nasuta* Conrad, *Serripes grönlandicum* (Brug), *Liocyma* cf. *astartoides* Beck., *Pitaria kavranensis* Slodk., *Macoma nasuta* Conrad, *M. sp.*, *Sanguinolaria* sp., *Mactra (Spisula)* cf. *hemphilli* Dall, *Saxicava pholadis* (L.), *S. sp.*, *Pandora gretschischkini* Slodk., *P. belogoloviaensis* Slodk., *Mya truncata* L., *M. arenaria* L., *Pecten (Pallium) swiftii* Bern. var. *etchegoini* And., *P. (Pallium) swiftii* Bern. var. *piltukensis* Rhom., *P. (Pallium) swiftii* Bern., var. *nutteri* (Arn.), *Mytilus* sp., *Modiolus wajampolkensis* Slodk., *Pododesmus macroschisma* Desh., *P. sp.*, *Puncturella* cf. *nobilis* (A. Adams), *Natica (Natica) clausa* Brod et Sow., *Calyptraea mamillaris* Brod, *Buccinum leucostoma* Lischke var. *sachalinensis* Yok., *Neptunea lirata* Mart., *Fusinus* n. sp.

В заключении о возрасте данной свиты А. П. Ильина пишет: «В отложениях этих обнажений имеется большое количество видов, общих с верхним отделом кавранской свиты. Виды эти следующие: *Yoldia kuluntunensis* Slodk., *Mya arenaria* L., *Pitaria kavranensis* Slodk., *Pecten (Pallium) swiftii* Bern. var. *etchegoini* And., *P. (Pallium) swiftii* Bern. var. *nutteri* Arn., *P. (Pallium) swiftii* Bern. var. *piltunensis* Rhom., *Pododesmus macroschisma* Desh., *Natica clausa* Brod et Sow., *Neptunea lirata* Mart., указывающие на аналогию отложений, содержащих эту фауну, с отложениями верхнего отдела кавранской свиты Тигильского района, воз-

растное положение которой установлено В. С. Слодкевичем, как верхний плиоцен».

Аналогичные предположения раньше были высказаны С. Ф. Машковцевым и П. В. Чуриным (1931). По поводу этих отложений указанные авторы пишут: «Представляется наиболее вероятным, что на северном берегу Рекинникской губы мы также имеем свиту пород верхнетретичного возраста и, судя по характеру лигнитов и петрографическому составу слоев, угленосные отложения здесь более юны, чем в заливе Корфа — может быть, плиоценовые. Переходит ли этот плиоцен непрерывно в четвертичные пески с необугленной древесной, развитые на южном берегу — остается вопрос открытым».

Таким образом, рекинникская свита на основании собранной в ней фауны и параллелизации ее с кавранской свитой Тигильского района по возрасту должна быть отнесена к плиоцену.

Однако, как уже указывалось выше, в районе Рекинникской губы представлены аналоги не всей, а только верхней части кавранской свиты. В Тигильском районе кавранская свита заходит своей нижней границей в миоцен, а в районе Рекинникской губы эта свита целиком остается в плиоцене, вероятно даже в верхней его половине.¹

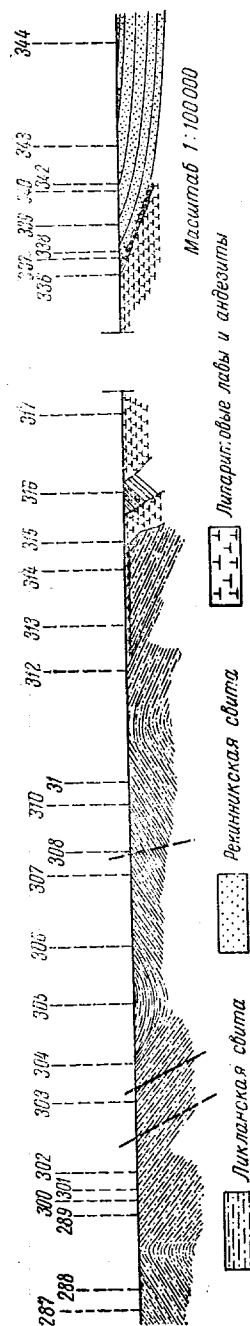
Кроме того, верхняя половина рекинникской свиты выражена континентальными осадками с прослоями лигнитов и, по всей вероятности, будет параллелизоваться с эрмановской свитой западного побережья Камчатки. К сожалению, данных для такой параллелизации у нас почти нет, не считая только континентального характера тех и других отложений и залегания их на кавранской толще в Тигильском районе и на ее аналогах в Рекинникском районе.

{Вулканогенные образования (N_1 ?)}

На участке берега между мысом Угольным и бухтой Мамечинской на нашей геологической карте показаны вулканогенные образования — лавы андезитов и липаритов (см. фиг. 1 и 3).

В 10—12 км южнее речки Уммай в обрыве морского берега видны липаритовые лавы, залегающие на породах ликланской свиты. Вначале они тянутся по самому верху обрыва в виде пласта громадной мощности, несогласно срезая нижележащие отложения. Несколько дальше по берегу липаритовые породы спускаются вниз и у высоты 289,0 занимают весь обрыв до приливной полосы.

¹ Здесь следует добавить, что породы рекинникской свиты на морском берегу к югу от бухты Подкагерной (обн. 443) коррелируются по составу фауны с нижним отделом кавранской толщи. Таким образом, при движении с юга на север повышается возраст нижних базальных слоев рекинникской свиты. *Ред.*



Фиг. 3. Схематический профиль по морскому берегу.

Здесь же в обрыве среди светлых окрасок липаритовых лав выделяются бесформенные пятна, занятые андезитами и включениями довольно больших кусков нижележащих песчаников. По-видимому, при излиянии липаритов были захвачены отдельные куски прорываемых пород. В другом из мест в контакте с лавами песчаники и глины образуют брекчию, причем на границе они очень плотные и создают впечатление окрепших пород.

Здесь же у указанной высоты в виде окна среди лав снова появляются породы ликланской свиты.

Липариты и андезиты не образуют закономерного чередования.

Таким образом, прорывая ликланскую свиту, липаритовые лавы залегают в виде покрова на участке севернее и южнее высоты 289,0 (или обн. 316). На юг от указанной высоты они протягиваются довольно далеко, слагают мыс Наттатей и дальше в районе мыса Угольного трансгрессивно перекрываются породами рекинникской свиты. В районе распространения липаритовых лав и андезитов в нескольких местах выходят породы ликланской свиты, иногда занимая весь обрыв, или в виде небольшого окна, будучи со всех сторон окруженными породами липаритовых лав и андезитов.

Макроскопически липаритовые лавы светло-серого, почти белого цвета, слегка желтоватые, местами голубоватые, местами с желто-бурыми разводами или в зоне выветривания окрашены в ржаво-бурый цвет.

Микроскопически это порода олигофировой структуры. Основная масса состоит из бесцветного кислого стекла, слабо раскристаллизованного. Редкие порфировые выделения принадлежат андезину и кварцу, они оплавлены и трещиноваты. Породы свежие, кайнотипного облика.

В Рекинникской бухте залегает в виде прослоя липаритовый туф светло-серого, голубоватого цвета, в котором среди основной массы выделяются круглые (диаметром до 1 см) образования из того же туфа, делающие их похожими на гороховый камень.

Под микроскопом эти образования состоят из обломков, принадлежащих кварцу и плагиоклазам. Реже встречаются обломки липарита. Кварц прозрачный в виде остроугольных разбитых трещинами обломков. Зерна плагиоклазов резко угловатой формы. Пирокластические обломки погружены в неоднородную стекловатую массу, состоящую из зеленоватых пепловых частиц, пятен буро-коричневого стекла и совершенно прозрачного стекла. В туфе встречены обломки глинистого сланца.

Как уже упоминалось, во всех случаях липаритовые лавы сопровождаются излияниями андезитов. Андезиты благодаря темной окраске резко выделяются на фоне почти белых липаритовых лав. Макроскопически — это темно-серые, темно-сери-зеленоватые и зеленоватые плотные породы с редко выделяющимися отдельными кристаллами.

Под микроскопом главнейшим подородообразующим минералом является плагиоклаз, в большей части встречающийся в основной массе в виде удлиненных микролитов. Плагиоклаз определяется на границе андезита и лабрадора. Очень характерно, что плагиоклаз почти всегда содержит в себе остатки серо-зеленого вулканического стекла, в то же время выполняющего пространство между кристаллами плагиоклаза и других минералов.

По количественному распространению вторым после плагиоклаза является биотит. Биотит присутствует в виде скоплений мелких листочков буровато-зеленой окраски. Форма развития биотита — псевдоморфозы, выполненные по фенокристаллам пироксена, с полным сохранением первоначальных кристаллографических очертаний замещенного пироксена; последний замещен полностью и в породе не встречается. В породе присутствует эпидот, образуя скопления округлых кристаллов слабо зеленоватой окраски, без заметного плеохроизма. Интерференционные цвета — высокие, характер окраски — пятнистый, типичный для данного минерала. Встречаются мелкие кристаллы рудного минерала.

В основном петрографическая характеристика андезитов не меняется на всем протяжении за редкими исключениями, где они карбонатизированы. Карбонат развит по пироксену вкрапленников, образуя типичные псевдоморфозы с сохранением первоначальных кристаллографических очертаний минерала. При этом процессе, очевидно, выделяется железо, так как такие псевдоморфозы всегда окаймлены тонкими ленточками магнетита.

Все разновидности андезитов мало отличаются от описанных. Андезито-липаритовый покров в описываемом районе дислоцирован с углами падения, достигающими до 25°, что прекрасно

видно в обрыве морского берега благодаря различным окраскам андезитов и липаритовых лав.

Как уже указывалось выше, в одних местах андезиты залегают на липаритовых лавах, а в других лавы залегают на андезитах. Таким образом, мы имеем, по-видимому, одновременное излияние как тех, так и других пород.

Касаясь возраста описываемых вулканогенных образований, следует заметить, как уже отмечалось выше: липаритовые лавы и андезиты прорывают ликланскую свиту, относимую нами по возрасту к олигоцену.

На северном побережье Рекинникской губы на липариты ложатся породы рекинникской свиты, относимые по возрасту к верхнему плиоцену. Конгломераты рекинникской свиты содержат в себе в изобилии гальки андезитов и липаритовых лав. Из приведенного материала пока ясно, что указанные образования начали изливаться после олигоцена и закончились в доплиоценовое время, т. е., если проводить параллелизацию с аналогичными образованиями западного побережья Камчатки, то их можно включить в группу доплиоценовых излияний, которые в большинстве случаев прорывают воямпольскую толщу.¹

Четвертичные и современные отложения

Постплиоценовые лавы. В районе мыса Большого рекинникскую свиту прорывают базальты. Южнее базальты внедряются в подкагернскую свиту, залегая в ней в виде пластовых залежей. В некоторых обнажениях базальты залегают в виде мощных слоев, даже как бы наклоненных в ту же сторону, как и вмещающие их породы. Мы не располагаем достаточным числом фактов, говорящих за постплиоценовый возраст базальтов, кроме уже проведенных наблюдений в районе мыса Большого. Вполне возможно, что дальнейшие исследования установят наличие базальтов двух возрастов, т. е. более молодых и древних. Сейчас же мы их условно объединяем в одну группу.

Макроскопически это темно-серые, почти черные очень плотные породы, иногда с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью. Местами базальты имеют зеленоватый и коричневатый оттенок.

¹ В стратиграфической колонке автора (см. фиг. 2) вулканогенные образования (липаритовые и андезитовые лавы) помещены над свитой мыса Дальнего, с чем трудно, однако, согласиться по следующим причинам: 1) липаритовые и андезитовые лавы, судя по описанию автора, прорывают и залегают на породах ликланской свиты и нет наблюдений, что подобное же взаимоотношение имеется у них и с породами свиты мыса Дальнего; 2) в соседнем к югу Паланском районе, по наблюдениям М. Ф. Двали (см. статью в этом сборнике), горизонт кислых лав (липариты и фельзит-порфиры) переменной мощности залегает в основании разреза свиты Кинкильского мыса, являющейся безусловным аналогом свиты мыса Дальнего. *Ред.*

Под микроскопом — породы порфировой структуры. Вкрапленники представлены выделениями плагиоклаза и более мелкими зернышками оливина и авгита с преобладанием последних над плагиоклазом.

Основная масса интерсертального сложения, состоящая из микролитов плагиоклаза и зернышек авгита и рудного минерала, пронизанных бурым малопрозрачным стеклом. Местами встречаются участки, сложенные зеленовато-бурым слюдястым минералом, видимо развивающимся в породе за счет оливина.

Плагиоклаз встречается в породе в виде крупных широкопризматических кристаллов с резко выраженным зональным сложением, с двойниковой штриховкой по альбитовому закону, связанных с микролитами основной массы постепенными переходами. Плагиоклаз из группы андезин-лабрадора.

Пироксен и авгит встречаются в виде неправильных и призматических зерен как среди вкрапленников, так и в основной массе. Оливин встречается в породе неправильными пластинчатыми зернами. В основной массе оливин изменен с образованием зеленовато-бурых агрегатов идингсита. Рудный минерал встречается исключительно в основной массе и редко сравнительно крупными зернами.

В некоторых образцах в базальтах преобладают вкрапленники пироксена и оливина над плагиоклазом, который встречается в подчиненном количестве. Основная масса микролитов плагиоклаза, зернышек пироксена и рудного минерала обтекает порфировые вкрапленники.

Как уже указывалось, площадь распространения базальтов невелика. Они сосредоточены только в районе мыса Большого и несколько южнее. Условно базальты отнесены по возрасту к постплиоцену и окончательное разрешение вопроса о возрасте будет возможно при более детальных исследованиях.

Постплиоценовые осадочные образования. В обрывах Рекинникской бухты между реками Рекинники и Пустой развиты красноватые пески, лежащие горизонтально на серо-зеленоватых песках, содержащих древесину. Как те, так и другие пески грубозернистые, с огромным количеством галек, местами переходящие просто в галечники. Древесина, содержащаяся в изобилии в песках, представлена или в виде обломков стволов и веток деревьев, или в виде отдельных «щепок», почти не обуглившихся. В песках она располагается без всякой закономерности — скоплениями или единичными экземплярами.

Местами в песках встречаются линзы листоватого торфоподобного материала.

Такие отложения по берегу моря протягиваются километров на 15 и несомненно являются четвертичными.

Современные отложения представлены выносами рек, которые

образуют отдельные косы, и современными террасами. Они представлены песками и галечниками различной величины и окатанности в зависимости от расстояния их переноса.

ТЕКТОНИКА

Тектоника третичных отложений восточного побережья Пенжинской губы менее сложна, нежели тектоника мезозойских отложений.

В северной части списываемого района породы ликланской свиты дислоцированы почти в широтном направлении с небольшими отклонениями в сторону северо-востока.

На всем участке своего распространения ликланская свита образует две довольно широкие антиклинальные складки, разделенные одной синклиналью.

Первый антиклинальный перегиб проходит немного севернее р. Ликлан и срезается берегом под острым углом к простиранию, с падением северо-западного крыла в 30° и юго-восточного крыла в 35° . Эта почти симметричная антиклинальная складка имеет почти широтное простирание.

У устья реки Уммай наблюдается синклинальный перегиб, также почти с широтным простиранием. Падение северного крыла доходит до 35° , тогда как южное крыло падает под углом в 30° .

Следующая к югу антиклинальная складка в породах ликланской свиты имеет простирание, отличающееся от предыдущего всего на $10-15^\circ$. Крылья антиклинали наклонены на северо-запад 345° и на юго-восток 145° , под углом 30° .

Юго-восточное крыло описанной антиклинали у высоты 289,0 прорывается липаритовыми лавами, которые, в свою очередь, дислоцированы, но следующей фазой складчатости, так как в данном месте глины ликланской свиты несогласно перекрываются липаритовыми лавами.

Южнее все обнажения ликланской свиты выходят на дневную поверхность среди липаритовых лав и андезитов в виде небольших изолированных участков. Так, у высоты 289,0 в обрыве берега в небольшом выходе породы ликланской свиты наклонены на северо-запад 335° под углом в 25° , образуя небольшую синклинальную складку с предыдущим падением, прорванную в самом ядре излияниями липаритовых лав.

В следующем пятне, расположенном севернее мыса Наттатей, породы ликланской свиты со всех сторон оконтурены липаритовыми лавами и андезитами; наклон пород на ЮВ 145° под углом в 10° .

Южнее мыса Наттатей ликланская свита сложена в одну широкую и относительно пологую антиклинальную складку, ограниченную с севера и с юга липаритовыми лавами. Простирание складки ЮЗ 210° с падением северо-западного крыла в 25° , с выполаживанием крыла к своду антиклинали до 15° . Юго-восточное

крыло у перегиба имеет наклон в 15° , с постепенным увеличением угла падения до 35° по мере продвижения от свода складки к крылу.

Таким образом, на описанном участке, сложенном ликланской свитой, мы имеем ряд пологих и широких антиклинальных и синклинальных перегибов с близким к меридиональному простиранию.

Как уже упоминалось выше, ликланская свита прорвана липаритами и андезитами, которые несогласно перекрывают нижележащие отложения и, в свою очередь, были дислоцированы с образованием широких синклинальных и антиклинальных складок.

В северной части Рекинникской бухты липаритовые лавы несогласно и трансгрессивно перекрываются рекинникской свитой.

В месте контакта лав с конгломератами рекинникской свиты лавы имеют падение на СВ 20° с углом в 30° .

Рекинникская свита, простираясь вдоль северного побережья Рекинникской губы, имеет падение на Ю 180° , выдерживающееся на всем протяжении до устья р. Куйвиваям. Однако, если угол падения в подошве свиты достигает 20° , то постепенно на восток по мере продвижения стратиграфически вверх угол выполаживается и становится едва заметным (порядка $1-3^\circ$) у устья р. Куйвиваям. На этом промежутке происходит также и смена фаций — конгломераты с фауной в подошве очень скоро сменяются континентальными образованиями с прослоями лигнитов и, наконец, в самом верху появляются почти современные отложения песков и глин с остатками плохо обуглившихся древесных кусков.

Несколько в ином направлении дислоцированы разновозрастные отложения по южному берегу Рекинникской бухты. Здесь обнажается моноклинально падающая толща с наклоном на восток под углами $15-20^\circ$.

Примерно на меридиане о-ва Арка (мыс Большой) отложения рекинникской свиты рвутся базальтами, благодаря чему несколько нарушается их залегание с образованием небольшого флексуобразного изгиба.

Начиная от мыса Большого на юг, обнажаются породы подкагернской свиты, дислоцированные с образованием синклиналей и антиклиналей. Общее простирание складчатости, выдерживающееся на всем протяжении залегания подкагернской свиты, — СВ $45-50^\circ$, ЮЗ $225-230^\circ$.

Берег моря от мыса Большого также имеет юго-западное простирание, отчего все структуры секутся берегом моря почти по простиранию.

От мыса Большого почти до мыса Ребро наблюдается одна громадная синклинальная складка, у которой восточное крыло обнажено только в бухте южнее мыса Большого, тогда как на всем остальном протяжении берег сечет почти по простиранию северо-

западное крыло синклинали. Юго-восточное крыло этой большой синклинали падает на СЗ 320° с углами от 30 до 40° .

Синклинальный перегиб расположен почти на мысу, откуда начинается северо-восточное крыло. У перегиба падение ЮВ 145° , угол $35-40^\circ$, которое продолжается на всем этом участке с колебанием углов от 35 до 45° . Юго-западный выход синклинали на берег на дневной поверхности не наблюдается, будучи перекрыт речными отложениями.

Следующее небольшое антиклинальное поднятие располагается на мысе Ребро. Антиклиналь мыса Ребро имеет довольно крутые крылья с падением юго-восточного крыла в 75° и северо-западного в 45° . Дальше на юг ось антиклинали, пересекая мыс, уходит в море.

Здесь же непосредственно дальше к югу от мыса Ребро, располагается небольшой и довольно крутой синклинальный перегиб с падением северо-западного крыла на ЮВ 145° с углом в 50° и юго-восточного на СЗ 325° с углом в 35° .

Дальше вся бухта, расположенная непосредственно за мысом Ребро, располагается на юго-восточном крыле синклинали мыса Ребро, углы падения колеблются от 35 до 40° .

Дислокация подкагернской свиты к юго-западу от мыса Ребро имеет несколько иной характер, т. е. если до сих пор мы имели довольно широкие складки, то здесь подкагернская свита собрана в небольшие и относительно крутые антиклинальные и синклинальные складки. Ряд антиклинальных и синклинальных изгибов можно расположить по одной антиклинальной и одной синклинальной линиям, так как благодаря изгибам морского берега антиклинальная складка сечется в шести местах по простиранию, на протяжении в общей сложности до 30 км.

На всем указанном протяжении антиклинальная складка (вполне возможно, что и ряд антиклинальных поднятий, расположенных на одной антиклинальной линии) сложена нижней половиной подкагернской свиты.

На северо-запад от указанной антиклинальной линии наблюдаются также синклинальная и антиклинальная линии, которые на большей части своего протяжения проходят по морю и видны только в тех местах, где в море выдаются отдельные и довольно большие мысы.

Одна антиклиналь и две синклинали располагаются к востоку от указанной антиклинальной линии, но они не прослеживаются по простиранию, так как больше нигде не пересекаются берегом моря, а уходят в глубь полуострова.

Таким образом, имеется ряд антиклинальных и синклинальных линий, протягивающихся в северо-восточном направлении и довольно близко расположенных друг к другу благодаря относительно крутым углам падения крыльев.

Главная антиклинальная складка начинается в бухте, расположенной к востоку от о-ва Конус, довольно крутым антиклинальным изгибом с падением ЮВ 110° , угол 45° и СЗ 285° , угол 35° . Антиклинальный перегиб сложен песчаниками с прослоями темно-серых плотных глин подкагернской свиты.

По простиранию указанный антиклинальный перегиб наблюдается в обн. 408, где юго-восточное крыло антиклинали падает на ЮВ 145° с углом в 40° и северо-западное на СЗ 325° с углом также в 40° .

Видимое ядро антиклинали сложено плотными глинами с прослоями песчаников, мощностью до 8 м. Песчаники и глины расчленены жилками кальцита, который при ударе молотком издает сильный запах керосина.

Продолжением антиклинальной линии служит перегиб в обнажениях 422 и 423, где в основном обнажены песчаники с тонкими прослоями глин. Северо-западное крыло наклонено на СЗ 310° с углом в 50° и юго-восточное на ЮВ $125-130^\circ$ с углом 55° .

Последний наблюдаемый перегиб, расположенный, по-видимому, на той же антиклинальной линии, обнажен на отдельном мыске южнее мыса Дальнего.

Вполне возможно, что на всем этом протяжении мы имеем отдельные антиклинальные вздутия, расположенные на одной антиклинальной линии, так как они выдерживаются и прослеживаются по простиранию и сложены подкагернской свитой.

Как уже упоминалось выше, в бухте против о-ва Конус, на запад от описанной выше антиклинали, обнажается синклинальный перегиб с падением крыльев СЗ 285° с углом 35° и ЮВ 130° с углом 30° , сложенный также песчаниками и глинами подкагернской свиты.

На самом мысу против о-ва Конус виден антиклинальный перегиб с падением крыльев ЮВ 145° с углом 45° и СЗ 320° с углом $65-70^\circ$.

На отдельном широком мысе (обн. 424, 425—427) залегает свита мыса Дальнего, представленная в данном месте переслаиванием туфоконгломератов и песчаников и дислоцированная в довольно крутые антиклинальную и синклинальную складки. Падение юго-восточного крыла антиклинали ЮВ 125° с углом 40° , тогда как северо-западного СЗ 310° с углом 65° .

Участок берега между мысами Дальним и Божедомова занят отложениями свиты мыса Дальнего, залегающей моноκлинально с падением на северо-восток с углами, достигающими до 70° .

Только в небольшой бухте, глубоко врезанной в берег, обнажаются песчаники подкагернской свиты с прослоями углей, образующие антиклинальную складку с падением крыльев ЮВ 125° с углом 45° и СЗ 310° с углом 40° .

В бухте Подкагерной подкагернская свита образует одну боль-

шую синклинальную складку, также северо-восточного простирания с углами падения северо-западного крыла ЮВ $110^\circ \angle 50^\circ$. Угол падения по мере приближения к ядру синклинали уменьшается и доходит до 35° . Юго-восточное крыло обнажено в небольшой своей части и падает на СЗ 290° с углом 35° . Синклиналь бухты Подкагерной сложена в основном песчанистой частью верхней половины подкагернской свиты. Породы плиоценовой рекинникской свиты довольно интенсивно дислоцированы с образованием складчатости меридионального простирания.

Таким образом, различная степень дислоцированности и наличие перерывов в разрезе третичных отложений восточного побережья Пенжинской губы дает основание говорить о нескольких тектонических фазах.

Наблюдается некоторый угол между простиранием складчатости пород подкагернской свиты и ликланской свиты. Однако этого недостаточно, чтобы говорить о самостоятельной фазе, дислоцировавшей подкагернскую свиту. Такие фазы неизвестны в других районах Камчатки и на Сахалине. Более вероятно, что ее не было, и фаза, дислоцировавшая подкагернскую и ликланскую свиты, была на границе неогена и палеогена. Вероятнее всего, что с этой фазой складчатости¹ связаны излияния липаритовых лав и андезитов, которые в исследованном районе прорывают ликланскую свиту (олигоцен) и покрываются рекинникской свитой (плиоцен).

Следующей орогенической фазой на границе миоцена и плиоцена были дислоцированы свита мыса Дальнего и вулканогенные образования (липариты, андезиты), которые у мысов Наттаей и Угольного залегают с наклоном под углом 30° . Отложения рекинникской свиты были дислоцированы постплиоценовой фазой складчатости.

НЕФТЬ

Среди отложений подкагернской свиты, особенно в ее нижней части, выраженной переслаиванием песчаников и глин, наблюдаются следующие признаки нефтеносности. Толщу глин и песчаников в самых разнообразных направлениях рассекают прожилки кальцита, мощность которых иногда достигает 20—25 см. Кальцит в большинстве случаев имеет слегка желтоватую окраску и при ударе молотком издает довольно отчетливый запах керосина.

¹ А. Г. Погожев [1951 (ф)] считает основной эту преднеогеновую фазу из четырех выделенных им фаз для данного региона (допалеогеновой, преднеогеновой, предверхнемиоценовой и предлейстоценовой). Основанием для этого служило трансгрессивное и несогласное наложение миоценовой «воямпольской свиты» на палеогеновые отложения. Однако, поскольку стратиграфическое положение «воямпольской свиты» А. Г. Погожева нуждается в пересмотре (см. сноску на стр. 58), вопрос о наличии преднеогеновой фазы следует оставить пока открытым. *Ред.*

Запах керосина остается и в том случае, если кальцит растолочь в порошок. Кроме того, такой же запах, но менее отчетливый, наблюдается среди песчаников и глин.

Бензольная вытяжка окрашивается в едва заметный желтоватый цвет; при дальнейшем выпаривании на стекле остается очень небольшое масляное пятно, которое бывает заметно только на пропускной бумаге.

Эти признаки¹ наблюдаются в толще песчаников и глин, собранных в крутые и небольшие антиклинали и синклинали.

Есть основания, по аналогии с западным побережьем Камчатки (Тигильский район), рекомендовать поиски нефти в районе исследований в толще третичных отложений, отнесенных нами к палеогену.

Разведочные работы на нефть на западном побережье Камчатки базируются примерно на аналогичных признаках (обильные нефтяные запахи почти по всему разрезу тигильской и ковачинской толщ, запахи нефти в кальцитовых жилах с легким окрашиванием их в желтый цвет, озокеритоподобные образования и незначительное окрашивание в желтоватый цвет бензольных вытяжек и пород. Кроме того, при разведочных работах в крелиусных скважинах в Точилинском районе в незначительных количествах была встречена жидкая нефть и выбросы газа.

Наш маршрут располагался только по берегу моря, поэтому сейчас трудно решить, будем ли мы иметь в глубине полуострова благоприятные структуры.

Для решения данного вопроса следует ставить более детальные работы с поисками благоприятных структур. Кроме того, следует

¹ В 1954 г. Дальстроем был передан ВНИГРИ для анализа образец песчаника с трещинами, заполненными асфальтом. Образец отобран из разреза палеогеновой (тигильской?) толщи на морском берегу в 15 км к северу от мыса Ребро. Здесь, судя по карте Н. М. Маркина, берег сложен подкагернской свитой. В связи с этой находкой асфальта обращают внимание визуальные наблюдения Н. М. Маркина о наличии в песчаниках подкагернской свиты «прожилки каменного угля» (обн. 375, 392) и карманов, заполненных «углем» (обн. 375). Не окажутся ли эти прожилки и карманы заполненными не углем, а битумом?

Привожу анализ битума в образце Дальстроя:

Элементарный состав, %	Групповой состав, %
C — 87,41	Масла 65,00
H — 10,13	Смолы бензольные 14,55
W — 0,33	Смолы спирто-бензольные . 6,91
S — 0,38	Асфальтены 9,89
O — 1,75	Итого: 96,35

По мнению В. А. Успенского, битум по консистенции отвечает асфальту, а по групповому анализу должен быть отнесен к низшим мальтам, стоящим ближе к нефти, чем к асфальту. В. А. Успенский полагает, что близкий характер должен был бы иметь остаточный битум, полученный при глубокой отгонке безпарафиновой нефти. *Ред.*

ставить детальное изучение стратиграфического разреза отдельных свит, что не могло быть сделано при маршрутном характере работ.

УГОЛЬ

Из других полезных ископаемых в исследуемом районе заслуживает внимания наличие углей. Угли, имеющие практическое значение, обнажаются непосредственно в обрыве берега бухты Подкагерной в северной ее половине и, по-видимому, протягиваются по простиранию на север, где они же видны в небольшой бухте севернее мыса Дальнего.

Угленосная пачка в подкагернской свите вскрыта дневной поверхностью только на северо-западном крыле синклинали, тогда как противоположное юго-восточное крыло задерновано.

Всего в угленосной пачке около 9 пластов углей, мощность которых колеблется от 0,5 до 2 м. Угли черные, блестящие, с раковистым изломом. Анализ углей образцов Б. В. Хватова, сделанный в лаборатории ВИМСа С. Н. Наумовой, показал следующее содержание в них (в процентах): влаги — 2—3, золы — 10—13, серы — 0,38—0,44. Содержание летучих на органическую массу 42,47%, углерода — 78—80%.

Теплотворная способность 7000—8000 кал. Угли обладают спекающей способностью. Повышенная зольность понижает теплотворную способность углей с 8000 кал на органическую массу до 6000 кал на рабочее топливо.

Детальные разведки на уголь в 1934 г. вел Б. В. Хватов, по подсчетам которого запасы угля могут иметь промышленное значение.

«Из всех изученных выходов углей наибольшего внимания заслуживает месторождение длиннопламенных, высококалорийных углей бухты Подкагерной», — пишет в своей работе Б. В. Хватов [1935 (ф)].

Таким образом, найден легко выбираемый уголь, довольно хорошего качества и с большими запасами.

ЛИТЕРАТУРА

- Бессонов Н. В. Отчет о работе Паланской геологопоисковой партии. Фонд НГРИ, 1933.
 Двали М. Ф. Геологическое строение зап. побережья Камчатки (Паланский район). Фонд НГРИ, 1939.
 Дьяков Б. Ф. Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатки. Труды НГРИ, серия А, вып. 83, 1936.
 Дьяков Б. Ф. Геология и нефтеносность западного побережья полуострова Камчатки. Тигильский район. Фонд НГРИ, 1935.
 Дьяков Б. Ф. Материалы по геологии и нефтеносности Западной Камчатки. Фонд НГРИ, 1938.

Ильина А. П. Список видов и заключение о возрасте по фауне, определенной с западного побережья Камчатки (Пенжинский район). Коллекция Н. М. Маркина. Фонд НГРИ, 1938.

Кара-Мурза Э. Н. Ископаемая растительность восточного побережья Пенжинской губы. Фонд НГРИ, 1937.

Криштофович Л. В. Фауна моллюсков тигильской толщи западного побережья Камчатки. Фонд НГРИ, 1937.

Криштофович Л. В. Список предварительных определений фауны по сборам Н. М. Маркина и заключение о возрасте. Фонд НГРИ, 1938.

Кропоткин П. Н. и Шаталов Н. Т. Очерк геологии северо-востока СССР. Материалы Охотско-Колымского края, серия 1, вып. 3, 1936.

Маркин Н. М. Геологическое пересечение п-ова Тайганос. Фонд НГРИ, 1938.

Маркин Н. М. Геологическое строение северного окончания Воямпольской антиклинали. Фонд НГРИ, 1934.

Машковцев С. Ф. и Чурин П. В. Материалы к геологии и петрографии Северной Камчатки. Труды ГГГУ ВСНХ СССР, вып. 59, 1931.

Плешаков И. Б. Стратиграфия и условия залегания третичных отложений западного побережья Камчатки (Утхолокский район). Фонд НГРИ, 1937.

Рабинович Ф. К. Верхнемеловые и третичные отложения Охотско-Колымского края. Материалы Охотско-Колымского края, серия 1, вып. 7, 1936.

Слодкович В. С. и Ильина А. П. К стратиграфии третичных отложений на западном побережье Камчатки в районе бухты Подкагерной. Материалы Охотско-Колымского края, серия 1, 1937.

Хватов Б. В. Полный отчет Камчатской угольной экспедиции Госстреста Дальстрой по работам 1933—1934 гг. Фонд Аркт. ин-та, 1935.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Описание обнажений по маршруту п-ов Мамчинский — бухта Подкагерная

285. В большом обрыве морского берега на восточной стороне мыса Водопадного обнажаются глины темно-серые, почти черные, мелкооскольчатые и очень плотные. В глинах видны линзы песчаников серо-зеленых, плотных, мелкозернистых. Среди глин редко выделяются прослойки желто-бурых мелкозернистых песчаников. Стратиграфически ниже появляются довольно мощные линзы серых плотных мелкозернистых песчаников.

В глинах найдены иноцерамы, из которых определен *Inoceramus* cf. *schmidti* Mich.

Азимут падения ЮВ $135-140^\circ \angle 10-15^\circ$.

286. Дальше по морскому берегу следует небольшой перерыв в обнажениях, после которого появляются образования, ранее не встречавшиеся по берегу Пенжинской губы, различающиеся как по литологическому составу, так и по возрасту и условиям залегания.

Литологически они выражены песчаниками серыми, светло-серыми, желтоватыми с ржаво-бурыми разводами, мелкозернистыми, неплотными. В выветрелой части песчаники светло-серые и желтоватые с ржавым окрашиванием по трещинам. В песчаниках много обуглившихся растительных остатков. Песчаники грубослоистые, с редкими прослоями глин, причем глины часто замещаются песчаниками. Среди песчаников выделяются очень рыхлые прослойки серо-зеленоватых среднезернистых песчаников с остатками фауны. Фауна мелкая и

довольно хрупкая. Из них А. П. Ильиной определены: *Thyasira* sp., *Corbicula* cf. *gabbiana* Hend., *Natica* (*Natica*) cf. *dalli* Tegland, *Polinices* (*Neverita*) *reclutiana* Petit. var. *alta* Dall., *P.* sp., *Clava* sp., *Brucarkia* cf. *barcerianum* (Cooper) var. *santacrzanum* (Arnold).

Азимут падения СВ $10^\circ \angle 35^\circ$.

Дальше по берегу моря за небольшой речкой появляются глины, которые согласно перекрывают песчаники обн. 286. Глины желто-бурые, темно-бурые и бурые с прослоями темно-серых мелкозернистых плотных песчаников, сменяются темно-серыми, почти черными, довольно плотными глинами, мелкооскольчатыми, с прослоями плотных серых и серо-голубоватых мелкозернистых песчаников. Мощность прослоев не больше 30 см.

Азимут падения СВ $15-20^\circ \angle 30^\circ$.

288. Стратиграфически выше дальше по берегу обнажаются глины темно-серые, почти черные, мелкооскольчатые и довольно плотные. В глинах, в виде неровных выклинивающихся и очень тонких линз залегают песчаники серые мелко- и среднезернистые. Эти тонкие прослои песчаников выделяются по окраске и придают глинам полосчатый вид. При раскалывании глин по плоскостям наложения прослои песчаников видны в виде тонких налетов. Кроме описанных прослоев видны тонкие прослои песчаника темно-серого, почти черного цвета. В глинах также встречаются конкреции разной величины и формы из темно-серого плотного глинистого мелко- и тонкозернистого песчаника.

Азимут падения СВ $15-20^\circ \angle 30^\circ$.

289. Дальше по берегу глины сменяются сильно песчанистыми глинами и еще дальше глинистыми песчаниками. Песчаники серые, серо-зеленоватые, плотные, с массой обуглившихся растительных остатков.

Азимут падения СВ $15-20^\circ \angle 30^\circ$.

От обн. 300 разрез вскрывается в последовательности снизу вверх.

300. На левом берегу речки Ликлан обнажаются глины темно-серые, почти черные, мелкооскольчатые, довольно плотные, с конкрециями из серого и темно-серого мелкозернистого, очень плотного песчаника.

Азимут падения ЮВ $170^\circ \angle 40^\circ$.

301. Стратиграфически выше среди глин появляются прослои песчаников, причем мощность последних колеблется от 2 до 4 м. Песчаники чередуются с глинами. Глины темно-серые, почти черные, мелкооскольчатые и комковатые.

Песчаники серые и серо-бурые, мелко- и тонкозернистые с массой обуглившихся растительных остатков, которые располагаются по плоскостям наложения, образуя как бы сплошной прослой, что в разрезе придает песчаникам полосчатый вид. Песчаники слоистые, местами плитчатые. Редко в песчаниках включены плоскоокатанные обломки каменных углей. Кроме того, в песчаники включены обломки черных глин, образующие целые прослои. В большинстве случаев описанная картина наблюдается на границе песчаников и глин.

Чередующиеся прослои глин и песчаников по мощности колеблются от нескольких сантиметров (10—15) до нескольких метров (2—3). Преобладают глины.

Азимут падения ЮВ $175^\circ \angle 35^\circ$.

302. Несколько дальше по берегу глины неожиданно падают под очень крутым углом до 85° . Кроме того, глины волнисто изогнуты по простиранию. Среди глин видны прослои песчаников. Стратиграфически выше прослои песчаников исчезают и залегают в основном глины. Глины темно-серые, почти черные, мелкооскольчатые и комковатые, неслоистые. Среди глин видны конкреции из серого и серо-коричневатого

мелкозернистого плотного глинистого песчаника. В конкрециях встречаются в изобилии обуглившиеся растительные остатки.

Азимут падения ЮВ $170^\circ \angle 85^\circ - 90^\circ$.

303. За небольшой речкой в обрыве морского берега видны песчаники серые, серо-зеленоватые с темно-серыми расплывчатыми пятнами, среднезернистые, с массой обуглившихся растительных остатков. Песчаники местами сильно глинистые и тогда они приобретают темно-серую окраску. Песчаники плотные, комковатые.

Среди песчаников найдена скудная фауна, которая определена А. П. Ильиной как *Variamussium pillarense* S l o d k. и *Modiolus restorationensis* V a n W i n k l e.

Азимут падения ЮВ $150^\circ \angle 70^\circ$.

304. На небольшом мысочке около водопада севернее р. Уммай видны песчаники темно-серые, серо-зеленоватые, мелкозернистые, сильно глинистые, залегающие в виде прослоев среди глин темно-серых, почти черных, оскольчатых и комковатых. Среди глин и песчаников видны редко и небольшой мощности (до 3—5 см) жилы кальцита.

Азимут падения ЮЗ $185^\circ \angle 35^\circ$.

305. От речки Уммай и дальше на юг обнажаются глины темно-серые, почти черные, мелкооскольчатые, с редкими и тонкими прослоями (до 20 см) темно-серых мергеленоподобных песчаников и темно-коричневых и коричневых среднезернистых песчаников с мелкими обуглившимися растительными остатками. Глины производят впечатление сильно перемятых.

306. Почти у поворота берега бухты среди глин появляются более мощные прослои песчаников (до 1,5 м), причем песчаники сосредоточены в одном месте и по мощности вместе с глинистыми прослоями достигают 20—25 м. Песчаники серые, с серо-зеленоватым оттенком, плитчатые, с массой обуглившихся растительных остатков, располагающихся по плоскостям наложения.

Азимут падения С $355^\circ - 360^\circ \angle 30^\circ - 35^\circ$.

Таким образом с общ. 306 начинается южное крыло синклипальной складки.

307. Между двумя глубокими и узкими балочками видны массивные, в выветрелом состоянии серые, а в свежем изломе темно-серые глины. Глины имеют тонкие линзообразные прослои серых песчаников, что в разрезе придает им полосчатый вид. В глинах видны небольшие скопления пирита.

Азимут падения СЗ $340^\circ \angle$ до 35° .

308. Немного дальше благодаря громадным оползням глины сильно измяты с зеркалами скольжения, отчего азимут измерить нельзя. Среди этих глин найдена довольно скудная фауна, среди которой А. П. Ильиной определены: *Solemya (Acharax) dalli* C l a r k, *Variamussium pillarense* S l o d k., *Modiolus restorationensis* V a n W i n k l e, *Area* sp., *Clementia* sp.

309. Мыс сложен современными образованиями — песками, галечниками и глинистыми песками. Среди галек изверженных пород наблюдаются отдельные куски песчаников и глин.

310. Непосредственно за мысом видны песчаники серые, в мокром состоянии темно-серые, среднезернистые, плотные, с тонкими прослоями темно-серых глин. Среди песчаников серого цвета выделяются прослои неплотных песчаников желтовато-серого и серо-буроватого цвета.

Азимут падения СЗ $345^\circ \angle 30^\circ$.

311. Мощность описанных песчаников велика, и непосредственно ниже стратиграфически обнажаются глины серые и темно-серые, полосчатые благодаря наличию очень тонких выклинивающихся прослоев серых песчаников. Глины мелкооскольчатые, в общей массе массивные,

- с тонкими прослоями глинистых песчаников и конкрециями неправильной формы.
312. Вся эта мощная толща глин закрыта громадными оползнями, отчего замерить азимут падения невозможно и только в месте, где берег делает небольшой заворот, эта толща имеет падение на ЮВ $145^\circ \angle 30^\circ$.
313. Дальше на юг по берегу моря среди глин появляются песчаники серые, серо-зеленоватые и зеленоватые, мелко- и среднезернистые и мелко-слоистые. Слоистость создается, главным образом, за счет обильного количества тонких глинистых прослоев. Глины серые и темно-серые, довольно плотные.
- Азимут падения ЮВ $145-150^\circ \angle 30^\circ$.
314. На самом мысу при завороте в бухту обнажаются аналогичные песчаники с прослоями глин.
- Азимут падения ЮВ $160^\circ \angle 30^\circ$.
315. Картина довольно резко изменяется на южной стороне мыса. Еще в обнажениях 312, 313 и 314 по самому верху обрыва (высота обрыва 180—200 м) тянутся образования, издали напоминающие песчаники. Они несогласно перекрывают описанные отложения и, постепенно спускаясь, за мысом доходят до уреза воды. Макроскопически эти породы светло-серые, почти белые, желтоватые, плотные, с выделяющимися среди них кристаллами. На фоне общих светлых тонов описанных пород выделяются в виде причудливых пятен более темные изверженные породы. Как в те, так и в другие породы включены довольно большие куски песчаников, среди которых видны обуглившиеся растительные остатки. Микроскопически породы «белого» цвета определяются как липаритовые стекловатые лавы. Структура олигофировая. Редкие порфиновые выделения принадлежат андезину и кварцу. Основная масса состоит из бесцветного кислого стекла, слабо раскристаллизованного вдоль флюидальных потоков. Порфиновые выделения оплавлены и трещиноваты и принадлежат оплавленному кварцу. Породы темного цвета определяются под микроскопом как андезиты.
316. В виде небольшого окна среди липаритовых лав в небольшой бухточке появляются песчаники серые и серо-зеленоватые с падением на СЗ $335^\circ \angle 25^\circ$.
317. Следующий небольшой мыс и следующая за ним бухта сложены изверженными породами — липаритовыми лавами и андезитами. В данном месте видно как липаритовые лавы прорваны андезитами и на общем белом фоне выделяются отдельные пятна и жерловины, сложенные андезитами. Здесь андезиты лежат на липаритах.
318. Дальше берега бухты уже сложены вышеописанными породами, которые в данном месте залегают в виде громадных слоев, образуя одну большую синклиналию складку. Различная окраска слагающих пород делает описанную картину более заметной. Падение крыльев синклинали доходит до 25° , постепенно выходя к ядру. Слои липаритов и андезитов переслаиваются друг с другом, однако все же в нижней части разреза преобладают липариты, а сверху — андезиты.
319. В данном обнажении на андезитах лежат липаритовые лавы, которые в виде покрова занимают почти всю высоту обрыва.
320. В громадном обрыве вверху залегают андезиты, причем граница с нижележащими липаритовыми лавами довольно неровная, в виде ломаной линии.
321. Дальше по берегу обнажаются карбонатизированные плагиоклазовые андезиты плотные, серо-зеленоватые и серые породы иногда со столбчатой отдельностью, редко рассечены жилами кварца. На самом мысу из трещин выходит сероводородный источник, но так как он заливается водой в самые небольшие приливы, то возможно, что серово-

дород в нем происходит за счет разлагающихся выбросов моря. Андезиты под микроскопом — структура порфировая, основная масса интерсертальная. Порфировые выделения принадлежат битовниту, имеющему зональное строение. Лейсты основной массы принадлежат лабрадору. Между лейстами зажато стекло, окаймленное скоплениями рудных зерен. Порода сильно карбонатизирована. Зерна карбоната расположены пятнами, занимают значительные участки шлифа. Они образуют псевдоморфозы по призматическому минералу. В шлифе видны червеобразные жилки, заполненные карбонатом и опалом, пересекаемые жилочками хризотила. Присутствуют квадратной формы зерна пикотита.

322. В небольшой бухточке картина повторяется, т. е. породы липаритовой лавы залегает на стекловатых туфоловах андезита. Липариты светло-серые, почти белые, желтоватые, с отдельно выделяющимися зернами кварца.

Под микроскопом — липаритовая стекловатая лава. Структура — олигофировая. Редкие порфировые выделения принадлежат андезину и кварцу. Основная масса состоит из бесцветного кислого стекла, слабо раскристаллизованного вдоль флюидалных потоков. Порфировые выделения оплавлены и трещиноваты. Порода свежая, кайно-типного облика.

Под данными образованиями видны породы темно-серые, с большим количеством посторонних неокатанных обломков.

Под микроскопом — стекловатая туфолова андезита. Структура кластическая. Обломки эффузивов и вулканических стекол, плагиоклаза (лабрадора) и зерен карбоната (псевдоморфоз по призматическому минералу). Сцементированы буроватым стеклом с N, незначительно меньшим канадского бальзама. В стекле наблюдаются редкие микролиты полевого шпата.

323. В небольшой бухточке среди изверженных пород в виде окна обнажаются песчаники и глины. Песчаники серые и серо-буроватые, мелко- и тонкозернистые. Песчаники содержат по плоскостям наложения много обуглившихся растительных остатков. Песчаники местами плитчатые. Глины серые и темно-серые, полосчатые, благодаря наличию в них тонких линзовидных прослоев песчаников. Глины и песчаники образуют относительно тонкое чередование, мощность не больше 100 м. Азимут падения ЮВ 145° \angle до 10° .

324. В следующей небольшой бухточке видны изверженные породы темно-зеленого и зеленоватого цвета, которые дальше слагают весь мыс Наттатей.

Под микроскопом — это стекловатая липаритовая лава. Структура порфировая (олигофировая). Основная масса представляет бесцветное кислое стекло, по трещинам слегка раскристаллизованное. В нем заметны флюидалные потоки. Порфировые выделения редки, принадлежат трещиноватому оплавленному кварцу.

325. Мыс Наттатей сложен андезитами. Андезиты в виде мощного слоя тянутся по самой высокой части мыса, образуя отдельные выступы и довольно острые скалы. Несколько дальше на отдельной круглой сопке вверху видны липаритовые лавы, которые резко выделяются благодаря своей светлой окраске. Лавы светло-серые, почти белые, желтоватые с желтыми разводами в выветрелой зоне. Липаритовые лавы по неровной линии контактируют с осадочными образованиями, которые занимают нижнюю часть сопки. Осадочные образования представлены чередованием песчаников и глин. Песчаники серые, серо-зеленоватые, мелко- и тонкозернистые, местами плитчатые, с массой обуглившихся растительных остатков, которые располагаются по плоскостям наложения. Песчаники чередуются с глинами серыми, темно-серыми, довольно плот-

ными, местами полосчатыми благодаря наличию в них тонких прослоев серых песчаников. Глины комковатые, скорее оскольчатые и неровноплитчатые.

Азимут падения СЗ 300—305° \angle 25°.

326. Следующий небольшой мыс сложен исключительно липаритовыми лавами, которые, правда, видны только в отливной полосе. Дальше видно, как в песчаники с прослоями глин внедрились эти лавы, благодаря чему глины и песчаники сильно перематы. В самом контакте глины и песчаники очень плотные и производят впечатление окрепших; в них включены небольшие куски липаритовых лав. Образец, взятый с контакта, под микроскопом определяется как карбонатизированная фельзитовая брекчия. Угловатые и угловато-окатанные обломки, диаметром до 0,5 см, сцементированы мелкозернистой карбонатной массой. Обломки принадлежат породам фельзитовой структуры со сферолитами и кварцем.

Метров на 10—15 дальше от контакта песчаники серые, мелко- и тонкозернистые, грубослоистые, довольно плотные с тонкими прослоями темно-серых полосчатых глин.

Азимут падения СЗ 300—305° \angle 15°.

327. Небольшой участок берега занят громадными оползнями и только за ними сразу обнажаются снова аналогичные песчаники — серые, плотные и мелкозернистые с редкими и тонкими прослоями серых и темно-серых плотных оскольчатых глин.

Азимут падения ЮВ 120° \angle 15°.

328. Дальше по берегу отдельными пятнами видны те же плотные песчаники. Стратиграфически выше пород обн. 327 прослои глин увеличиваются в мощности и у речки (без названия) песчаники уже в подчиненном положении залегают в виде тонких прослоев.

На всем этом участке самый верх морского обрыва занят андезитами, залегающими в виде довольно мощного покрова.

Азимут падения в глинах ЮВ 120° \angle 35°.

329. Непосредственно за речкой обнажаются снова андезиты, слагающие небольшой мыс. Макроскопически они черного цвета, иногда поздраватые (в отливной полосе), с грубостолбчатой отдельностью. Местами в андезитах видна трещиноватость и тогда они раскалываются на прямоугольнички.

330. Следующий небольшой выступ сложен также андезитами с конгломератовидной отдельностью, оставляющей впечатление, что отдельные андезитовые «галки» и куски плотно сцементированы также андезитами.

331. В средней части довольно большой бухты в виде небольшого окна среди андезитов видны глины темно-серые и серые, довольно плотные, полосчатые, с тонкими прослоями серых плотных плитчатых песчаников. Падение грубо на глаз ЮВ 120°.

332. На первом от бухты небольшом мысочке обнажаются плотные серые, серо-коричневатые изверженные породы. Под микроскопом — это роогообманково-гиперстеновый андезит. Структура эвпорфирная. Порфиновые выделения диаметром в среднем 1—3 мм принадлежат зональному гиперстену и роговой обманке. Основная масса пилотаксовая. Войлок микролитов содержит незначительное количество частично раскристаллизованного стекла и рудные зерна. Порода пересекают трещинки, заполненные гидроокислами железа.

333. Порода (андезит) занимает довольно большое пространство берегового обрыва и прослеживается почти до мыса Угольного.

334. Бухта перед мысом Угольным. Часть берегового обрыва сложена андезитами. Вся остальная часть обрыва сложена липаритовыми туфами. Контакта с андезитами не видно — он задернован. Макроскопически липаритовые туфы — это породы светло-серого голубоватого цвета

с оригинальной гороховидной отдельностью, т. е. порода как бы состоит из отдельных горошин, сцементированных той же породой. Под микроскопом — это липаритовый туф. Пирокластический материал в основном принадлежит кварцу и плагиоклазам. Реже встречаются обломки липарита.

Кварц прозрачный, зерна неправильные, остроугольные, разбиты трещинами. Плагиоклазы прозрачные, слегка зональные, форма зерен резко угловатая. Пирокластические обломки погружены в неоднородную стекловатую массу. Она состоит из слегка зеленоватых пепловых частиц, пятен буро-коричневого стекла и совершенно прозрачного трещиноватого стекла. Последнее дает неправильные участки, а кроме того, выполняет пространство между пепловыми частицами. В туфе встречен обломок глинистого сланца.

335. Данные образования слагают мыс Угольный в громадную бухту, расположенную восточнее мыса.

336. Следующий мыс к востоку от мыса Угольного сложен липаритовыми лавами. На них налагают осадочные образования. Внизу залегает конгломерат серого и темно-серого цвета с хорошо окатанными гальками самой различной величины и формы. Есть отдельные обломки нижележащих пород; они окатаны, но сохраняют угловатую форму. В конгломератах много остатков фауны.

На конгломераты налагают песчаники, желто-бурые, бурые и буро-зеленоватые, средние- и крупнозернистые, неплотные. На песчаниках снова залегает прослой конгломерата.

Из собранной фауны А. П. Ильиной определены: *Cardita ferruginea* Adams, *C. sp.*, *Cardium (Cerastoderma) californiense* Desh., *Liocyma cf. astartoides* Beck., *Pitaria kavranensis* Slodk., *Macoma nasuta* Conrad, *M. sp.*, *Saxicava pholadis* (L.), *Mya arenaria* L., *M. truncata* L., *Pecten (Pallium) swiftii* Bern. var. *nutteri* (Arn.), *Modiolus wajampolkensis* Slodk., *Puncturella cf. nobilis* (Adams), *Natica (Natica) clausa* Brod et Sow., *Calyptraea mamillaris* Brod., *Buccinum leucostoma* Leschke var. *sachalinensis* Yok., *Neptunca lirata* Mart.

Азимут падения Ю $180^\circ \angle 20^\circ$.

337. Немного дальше по берегу, не доходя до безымянной речки, видны песчаники серые, серо-желтоватые и серо-буроватые, мелко- и среднезернистые, грубослоистые, с тонкими прослоями конгломератов и ракушечников, сплошь состоящих из модиолусов и других форм. Из фауны А. П. Ильиной были определены: *Trichotropis sp.*, *Acila (Truncacila) sp.* [cf. *A. (Truncacila) conradi* Meek], *Cardium (Cerastoderma) californiense* Desh., *Macoma nasuta* Conrad, *Modiolus wajampolkensis* Slodk., *Pododesmus macroschisma* Desh., *P. sp.*, *Fusinus sp.*

Азимут падения Ю $180^\circ \angle 20^\circ$.

338. Непосредственно дальше за небольшой речкой обнажаются песчаники желто-бурые, буро-зеленоватые и в приливной полосе зеленовато-голубоватые, средние, мелко- и крупнозернистые, местами с гальками изверженных пород, довольно рыхлые. Песчаники чередуются с меньшими по мощности прослоями слабо сцементированных конгломератов.

Азимут падения Ю $180^\circ \angle 15^\circ$.

339. Дальше по берегу и стратиграфически выше залегают аналогичные песчаники серые, серо-желтоватые, желто-буроватые; в выветреном состоянии песчаники светло-серые и желтоватые, с редкими и тонкими прослоями конгломератов.

Азимут падения ЮВ $175^\circ \angle 20^\circ$.

340. Стратиграфически выше залегают снова песчаники серо-желтоватые и желто-буроватые, с прослоями конгломератов. Конгломераты плохо

сцементированные из хорошо окатанных галек изверженных пород. На конгломераты снова налегают аналогичные песчаники.

Азимут падения Ю $180^\circ \angle 20^\circ$.

341. В береговом обрыве на левом берегу небольшой речки вверх видны темно-коричневые рыхлые песчаные глины. Под глинами залегают песчаники серые, серо-желтоватые, среднезернистые, с большим количеством галек изверженных пород. Песчаники рыхлые.
342. Выше стратиграфически за большим оврагом согласно на вышеописанной толще залегают рыхлые серые песчаники — почти пески с прослоями серо-коричневых, серых и темно-серых глин. Вся эта толща имеет много тонких прослоев лигнитов, среди которых остатки древесины почти полностью сохранили свой внешний облик, приобретая лишь коричневую окраску.
- Азимут падения Ю $180^\circ \angle 15^\circ$.
343. Выше стратиграфически залегает аналогичная толща рыхлых песчаников с прослоями лигнитов и с более пологим углом падения. В данном месте лигниты самовозгораются и горят с очень давнего времени. В месте соприкосновения горящих лигнитов с песчаниками образуются кирпично-красные обожженные породы. Вернее, лигниты тлеют, что бывает видно ночью с противоположного берега Рекинской бухты.
- Азимут падения Ю $180^\circ \angle 8-10^\circ$.

344. Аналогичная толща рыхлых песчаников обнажается и дальше по берегу моря, постепенно выполаживаясь, и к обн. 344 залегает с едва заметным падением в сторону юга. В данном месте обнажаются очень рыхлые песчаники, плохо отсортированные, с гальками изверженных пород, с редкими обуглившимися остатками древесной растительности и тонкими прослоями песчаных глин. Рыхлые песчаники залегают почти горизонтально с едва заметным уклоном к югу.

Таким образом, мы имеем одну толщу, протягивающуюся от обн. 336 до обн. 344, которая по возрасту, по-видимому, будет относиться к плиоцену. Данная толща залегает трансгрессивно на липаритовых лавах.

Дальше маршрут переходит на южную сторону Рекинской бухты, пересекая широкие долины трех рек: Куйвиваям, Ойвиваям и Рекинки, устья которых соединяются во время больших приливов. Участок берега Рекинской губы между селением Рекинки и речкой Пустой (обн. 345, 346, 347, 348) сложен отложениями речных террас. На этом участке выходит на западный берег Камчатки Паратольский дол. Речные отложения представлены, главным образом, песками, галечниками, песчаными глинами и глинистыми песчаниками. В большинстве случаев среди названных образований наблюдаются скопления древесной растительности в виде отдельных кусков древесины или расщепленных деревьев. Эти остатки, почти обуглившиеся, в большинстве случаев сохраняют довольно свежий вид.

349. На левом берегу р. Пустой обнажаются внизу песчаники серые, серо-зеленоватые и желто-зеленоватые, мелко- и среднезернистые. В песчаниках в беспорядке в виде скоплений или отдельными участками залегают гальки изверженных пород, диаметр которых от очень мелких доходит до 5—7 см. Гальки распределяются неравномерно и часто так переполняют песчаники, что последние переходят в конгломераты, сцементированные песчаниками. В песчаниках редко видны куски углей.

На песчаники налегают конгломераты, мощностью до 10 м, сцементированные серо-зеленоватыми песчаниками. Среди конгломератов встречено большое количество фауны.

На конгломераты налегают песчаники, мало отличающиеся от вышеописанных. Песчаники грубослоистые и редко имеют тонкие

прослой конгломератов. В песчаниках, кроме того, разбросано много галек изверженных пород (андезиты, базальты и др.).

Из собранной фауны А. П. Ильиной определены: *Serripes groenlandicum* (Brug), *Sanguinolaria* sp., *Mastra* (*Spisula*) cf. *hemphilli* Dall, *Pecten* (*Pallium*) *swiftii* Bern. var. *etchevoini* And., *P. (Pallium) swiftii* Bern. var. *nutteri* Arn., *P. (Pallium) swiftii* Bern. var. *piltukensis* Rhom., *Pododesmus macroschisma* Desh.

Азимут падения В $90^\circ \angle 15^\circ$.

От обн. 349 дальше по берегу обнажаются залегающие стратиграфически ниже песчаники серо-зеленоватые, зеленоватые и желто-зеленоватые, мелко- и среднезернистые, плохо отсортированные, с прослоями конгломератов до 2 м мощности. Среди песчаников также в беспорядке наблюдаются гальки изверженных пород.

350. Пройдя первый небольшой мыс, в обрыве берега, окаймляющего довольно большую бухту, видны песчаники довольно рыхлые, почти пески, также серо-зеленые и желто-зеленые, мелко- и среднезернистые, косослоистые. В песчаниках наблюдаются гальки изверженных пород, но в гораздо меньших количествах. Редко видны включения угля.

Из песчаников собрана фауна, из которой определены: *Glycymeris*? sp., *Crassatellites*? sp., *Cardita* sp. n., *Yoldia* cf. *kuluntunensis* Slodk., *Liocyma astartoides* Beck, *Mytilus* sp. n., *Sanguinolaria* sp., *Pandora gretschischkini* Slodk., *P. belogolovicaensis* Slodk., *Pecten* (*Pallium*) *swiftii* Bern. var. *etchevoini* And., *P. (Pallium) swiftii* Bern. var. *nutteri* Arn., *Pododesmus macroschisma* Desh.

Азимут падения В $85^\circ \angle 20^\circ$.

352. На левом берегу небольшой речки видны песчаники серые и серо-зеленоватые, в выветрелом состоянии пенельно-серые и желтоватые, местами пятнисто-окрашенные. Песчаники плохо отсортированы и содержат много галек изверженных пород.

Азимут падения В $85-90^\circ \angle 20^\circ$.

353. И, наконец, в самом углу бухты на изверженные породы (базальты) как бы налагается вышеописанный комплекс пород. В данном месте осадочная толща несколько нарушена и смята, образуя небольшой флексуобразный изгиб, сохраняя однако общее падение на восток.

Непосредственно над базальтом наблюдается 5-метровый пласт песчаника серого, серо-зеленоватого и желто-зеленоватого цвета с большим количеством галек изверженных пород. На песчаниках залегают темно-серые глины с прослоями песчаников. По контакту песчаники и глины сильно перемешаны.

Азимут падения В $85-90^\circ \angle 20^\circ$.

354. Мыс Большой сложен базальтами. Макроскопически это черные плотные породы. Микроскопически — основная масса гиалопелитовая. Вкрапленники многочисленны, большинство из них размером около 0,2 мм. Единичные достигают размера 1 мм. В них определяются пироксен (авгит) и плагиоклаз ряда лабрадора. Большинство вкрапленников плагиоклаза имеет зональное строение. Есть незначительное количество выделений рудного минерала. Порода почти не изменена.

355. В одной из небольших бухт, непосредственно за мысом Большим на базальтах залегают глины темно-серые, почти черные, довольно плотные, песчаные с тонкими прослоями серых и серо-бурых мелкозернистых песчаников. На глинах залегает слой песчаника серого, серо-зеленоватого, мелкозернистого.

Глины залегают на базальты по довольно неровной поверхности.

Азимут падения В $85-90^\circ \angle 20^\circ$.

356. Дальше берег задернован и только у начала мыса видны довольно однообразные песчаники серые, серо-бурые, серо-зеленоватые и зеленоватые, мелко- и среднезернистые, плотные, грубослоистые и кососло-

истые. Среди песчаников есть прослои, переполненные гальками изверженных пород.

Азимут падения ЮЗ $265^\circ \angle 30^\circ$.

357. Весь мыс и остров, который соединяется с материком во время отливов, сложен глинами темно-серыми сильно печанистыми с прослоями серых и серо-буроватых, мелко- и среднезернистых песчаников. На глинах, почти занимая весь мыс, в виде громадной мощности пласта залегают базальты. В некоторых случаях базальты рассекают глины в виде даек, что хорошо видно на небольшом острове.

Азимут падения З $265^\circ - 270^\circ \angle 30^\circ$.

358. На южной стороне мыса обнажаются песчаники серые, серо-бурые темносеро-зеленоватые, плотные, мелкозернистые и грубослоистые. Среди песчаников видны прослои углеобразной массы.

Азимут падения З $265^\circ - 270^\circ \angle 30^\circ$.

359. В восточном углу бухты видны песчаники серые, серо-бурые и желто-бурые с ржаво-бурой окраской по трещинам. Песчаники имеют довольно частые и тонкие прослои глин, причем прослои неровные, залегающие иногда в виде линз и отдельных гнезд. Глины темно-серые и серые, плотные.

Дальше по берегу бухты продолжает обнажаться тонкое чередование песчаников и глин, хотя песчаники и преобладают. Глины дают очень неровные поверхности при раскалывании, даже по плоскостям наслонения.

Азимут падения СЗ $280^\circ \angle 45^\circ$.

360. Почти у самой середины бухты, на правом берегу безымянной речки, в чередовании песчаников и глин преобладают глины. В местах залегания одних глин песчаники образуют тонкие неровные линзообразные прослои и придают глинам полосчатый вид. На плоскостях наслонения у песчаников видны обуглившиеся растительные остатки.

Азимут падения СЗ $280^\circ \angle 45^\circ - 50^\circ$.

361. Южный угол бухты. После перерыва в обнажениях видны песчаники серые, серо-зеленые, серо-желтоватые и желто-зеленоватые с ржаво-желтым окрашиванием по трещинам. Песчаники неплотные, «сеченные», т. е. как бы покрытые сеткой ржаво-бурых трещин. Песчаники имеют прослои глин, серых, темно-серых, почти черных, слоистых, но не раскалывающихся по плоскостям наслонения. Несколько дальше уже в громадном обнажении видны сплошь песчаники серые, серо-зеленые, довольно плотные и грубослоистые. Песчаники секутся дайкой базальтов. В шлифе — пироксено-оливиновый базальт. Структура эвпорфировая. Основная масса интерсертальная, порфировые выделения первой генерации принадлежат псевдоморфозам биотита и карбоната по оливиному и сравнительно свежему ромбическому пироксену. Порфировые выделения второй генерации принадлежат диопсиду. Лейсты основной массы принадлежат олигоклазу-андезину. Между ними находится слабо раскристаллизованное вулканическое стекло с большим количеством рудных зерен.

Азимут падения СЗ $325^\circ \angle 65^\circ$.

362. Дальше берегом моря породы секутся почти по простиранию и только у небольшого мыса видны темно-серые, почти черные слоистые глины с тонкими прослоями сильно глинистых песчаников.

Эта довольно мощная толща глин рассечена тремя большими дайками базальтов, которые залегают, как бы согласно с глинами, имея угол падения, как и глины, 40° . Эти три дайки доходят до верха обрыва, тогда как несколько дальше дайка базальтов тупо обрывается в глинах и не доходит до верха обрыва.

В некоторых местах около даек проходят очень тонкие прослои каменных углей.

Азимут падения СЗ $280^\circ \angle 40^\circ$.

363. После небольшого задернованного участка появляется мощная толща песчаников, серых, серо-бурых, желто-бурых и бурых. Среди описанных песчаников проходят прослои грубозернистых песчаников, переполненных гальками изверженных пород.

Азимут падения СЗ $280^\circ \angle 40^\circ$.

364. За небольшим мысом в бухте обнажаются песчаники серые, серо-зеленые, темно-серые, плотные, мелкозернистые, с прослоями песчаников, сплошь переполненных фауной, из которой Л. В. Криштофович определены: *Nuculana (Sacella) gabbii* (G a b b.), *N. sp. n., Corbicula sp. n., Margarites sp., Polinices ex gr. hornii* G a b b., *Caleodea (?) sp. n., Fasciolaria sp. n., Acteon sp.* (cf. *A. priska* C o n r a d), *Bruclarkia sp. n.*

Азимут падения СЗ $280^\circ \angle 40^\circ$.

365. Обрыв берега сложен серыми, серо-зеленоватыми и зеленоватыми, мелко- и среднезернистыми мощными прослоями конгломератовидных песчаников.

Азимут падения СЗ $320^\circ \angle 30^\circ$.

366. Мыс сложен мощными песчаниками, мелко- и среднезернистыми, серого и серо-зеленого цвета. Песчаники имеют редкие прослои темно-серых глин. Середина мыса представляет собой синклинальный перегиб.

Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle 35-40^\circ$.

От обн. 366 и до обн. 374 разрез идет по северо-западному крылу одной довольно большой синклинали и местами сечется берегом моря почти по простиранию.

367. На отдельном мысу обнажается чередование серых и серо-буроватых песчаников с темно-серыми глинами. Мощность прослоев глин и песчаников почти одинакова и лишь изредка выделяются прослои мощностью до 3 м. На самом мысу в виде останца обнажены базальты.

Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle 35-40^\circ$.

368. В бухте между двумя мысами продолжает проследиваться аналогичное чередование. Среди песчаников проходят прослои с остатками фауны, из которых Л. В. Криштофович определены: *Polinices sp., Corbicula sp., Mytilus (?) aff. kovatschensis* L. K r i s c h t. — вид, близкий с *Mytilus dixotomus* C o o p. из эоцена северо-западной Америки.

Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle 35^\circ$.

369. Дальше обнажается аналогичная толща глин темно-серых, почти черных, довольно плотных, с редкими и тонкими прослоями песчаников, с той лишь разницей, что толща инъецирована изверженными породами, которые залегают в виде пластов громадной мощности (до 30 м). Некоторые из «пластов» базальтов залегают как бы согласно с глинами, имея одинаковый с ними угол падения, тогда как другие располагаются почти перпендикулярно к напластованию или тупо обрываются и не имеют продолжения. Описанные базальты залегают как внутри самой толщи, так и покрывают ее, обнажаясь по самому верху обрыва.

Азимут падения в глинах ЮВ $145^\circ \angle 35^\circ$.

370. За отдельным мысом обнажаются глины и песчаники, описанные выше, так как берегом моря они секутся почти по простиранию с падением в сторону полуострова. Благодаря такой обнаженности прекрасно видно, что базальтовые внедрения залегают в виде сильно вытянутых линз.

Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle 45^\circ$.

371. По-видимому, стратиграфически выше над глинами около небольшой речки появляются довольно мощные песчаники серого, темно-серого и серо-зеленоватого цвета, местами с прослоями темно-серых, мелко-

зернистых, глинистых, плотных, песчаников с остатками фауны плохой сохранности.

Азимут падения ЮВ $140-145^\circ \angle 45-48^\circ$.

372. Толща мощных песчаников продолжает обнажаться и дальше за речкой, но так как она сечется под острым углом к простиранию, то видна на незначительную мощность. Песчаники массивные, мелко- и средне-зернистые, грубослоистые и плотные. Местами песчаники переполнены гальками изверженных пород, так что получается что-то среднее между песчаниками и конгломератами. Там, где песчаники с гальками, они темно-серого цвета и грубозернистые. Среди песчаников видны прослои темно-серых слоистых глин, которые при раскалывании не дают, однако, ровных отдельностей.

Среди песчаников видны прослои с фауной плохой сохранности: *Corbicula*, *Ostrea* sp. и с отпечатками листьев, среди которых Э. Н. Кара-Мурза были определены: *Populus arctica* Неег, *P. cf. Richardsonii* Неег, *Nicoria magnifica* Кн owl, *Ficus* sp.

373. В следующем изгибе берега продолжают обнажаться аналогичные песчаники серые, темно-серые, серо-желтоватые, редко на поверхности ржаво-бурые, с прослоями темно-серых глин. Песчаники с фауной и флорой, аналогичной вышеописанной.

Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle 40^\circ$.

374. Непосредственно за небольшим мысом песчаники скрываются под террасовыми образованиями нескольких небольших речек. Эти образования представлены галечниками, песками и глинистыми песками.

375. Террасовые отложения тянутся по берегу моря до большой реки за мысом и только у самой реки в отливной полосе появляются гривки песчаников серых, темно-серых и серо-зеленых, мелко- и среднезернистых, довольно плотных. У самой реки видны уже более мощные прослои песчаников и дальше уже в обрыве морского берега внизу появляются песчаники серо-зеленого, темносеро-зеленого цвета, грубозернистые, с массой мелких галек изверженных пород.

Выше описанных отложений залегают песчаники с прослоями темно-серых глин, причем песчаники в выветрелой своей части имеют темно-бурый цвет. В песчаниках видны отдельные куски, тонкие прожилки каменных углей, есть участки в виде карманов, заполненные углем.

Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle 40^\circ$.

376. Дальше по морскому берегу обнажаются аналогичные песчаники, так как разрез идет почти по простиранию и только за поворотом берега бухты показывается нижняя часть разреза.

Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle$ до 60° .

377. После небольшого задернованного участка на правом берегу речки, текущей параллельно берегу моря, в обрыве видны три довольно мощных прослоя песчаников. Песчаники серые, серо-зеленоватые, зеленовато-сероватые; в выветрелом состоянии серые. Эти три мощных песчаника разделены не менее мощными слоями темно-серых и серых глин с тонкими прослоями песчаников. Среди глин с прослоями песчаников наблюдается несколько (до 5) прослоев углей. Угли черные, блестящие, легкие и слоистые.

Данная часть разреза по отношению к породам обн. 376 залегает стратиграфически выше.

Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle 75^\circ$, местами 90° .

378. Непосредственно за речкой, слагая основание мыса Ребро, обнажаются песчаники серые и светло-серые, средне- и мелкозернистые. Песчаники глыбовые, неслоистые, с тонкими прослоями темно-серых глин. Среди песчаников проходит тонкий прослой каменного угля.

Азимут падения СЗ $325^\circ \angle 45^\circ$.

Ядро антиклинали проходит где-то по реке.

379. Мыс Ребро сложен базальтами.

380. На юго-западной стороне Мыса Ребро в начале бухты кончаются изверженные породы (базальты) и залегают снова песчаники, хотя судить об этом можно только по высыпкам, так как склон задернован.

381. В данном обнажении видно юго-восточное крыло антиклинали мыса Ребро, которое сложено серыми и серо-бурыми средне- и мелкозернистыми песчаниками с прослоями темно-серых плотных глин.

Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle$ до 50° .

382. Эти отложения тянутся почти до речки и, не доходя ее, получают обратное падение; таким образом, здесь имеется синклиальный перегиб. В обрыве обнажается переслаивание песчаников серых, серо-желтоватых, грязно-серых, мелкозернистых, довольно плотных, грубослоистых, с массой очень мелких обуглившихся растительных остатков, располагающихся по плоскостям наложения, с тонкими прослоями глин серых и темно-серых, мелкооскольчатых, с налетами песка по плоскостям наложения, что придает глинам полосчатый вид.

Песчаники в данном чередовании преобладают и залегают мощными прослоями.

Азимут падения СЗ $325^\circ \angle 35^\circ$.

383. Дальше по берегу продолжают обнажаться отложения песчаников и глин, ничем не отличающихся от описанных выше.

Среди глин была собрана фауна, из которой Л. В. Криптофович определены: *Nuculana (Sacella) cf. gabbii* (C a b b.), *Meretrix aff. lenis* (C o n r a d), *Macoma* sp. n. № 1, *M.* sp. n. № 2, *M.* sp. n. № 3, *Polinices* ex gr. *hornii* C a b b., *P. (Euspira)* sp. n., *Sycum* (?) cf. *stilum* N e l s o n.

Азимут падения СЗ $320^\circ \angle 40^\circ$.

384. Между устьями двух небольших рек видны в обрыве темно-серые, почти черные глины, мелкооскольчатые, довольно плотные. Под глинами залегают песчаники светло-серые, пепельно-серые, грубо- и крупнозернистые, среди которых проходят два прослоя углей, мощностью до 70 см каждый. Угли слоистые, мажущиеся, матовые, среди которых выделяются тонкие линзообразные прослои блестящих углей. В песчаниках наблюдаются включения кусков глин, причем нетектонического порядка.

Среди глин проходят «прослои» изверженных пород (базальты). В глинах видны остатки стволов деревьев до 70 см в длину, причем снаружи они покрыты тонким слоем блестящего плотного угля, тогда как вся остальная часть окремнела. Среди глин проходят три прослоя углей. Угли сильно загрязнены и трудно отделимы от окружающих глин, так как они рыхлые, слоистые, с большим количеством глинистого материала.

Среди пластовых залежей изверженных пород наблюдаются отдельные участки, занятые кремнисто-известкисто-глинистым алевролитом. Кластический материал представлен угловатыми обломками кварца и плагиоклаза. Размер обломков колеблется около 0,01 мм.

Цементирующая масса в основном кремнистая, несколько раскристаллизованная. Она обогащена кристалликами и зернами карбоната и загрязнена пелитом и окислами железа. Местами пелит образует неправильной формы скопления. Имеются углистые включения (?).

Песчаники, залегающие над глинами, под микроскопом туфогенные. Основная масса, цементирующая пирокластический материал, — темно-бурая, почти черная, железистая. Пирокластический материал представлен угловатыми обломками кварца, основных плагиоклазов, порфирита и туфогенных песчаников с кремнисто-глинистым цементом. Преобладают обломки плагиоклаза. Размер обломков колеблется от

- 0,01 до 0,15 мм. Крупные обломки относятся к порфиритам, мелкие — к плагиоклазу и кварцу.
385. Между двумя следующими речками обнажаются аналогичные отложения песчаников и глин с дайками изверженных пород (базальты). Среди глин есть плотные прослои песчаников, в которых редко наблюдается фауна плохой сохранности. Из фауны определена *Corbicula* sp. Азимут падения СЗ $325^\circ < 35-40^\circ$.
386. Непосредственно за речкой появляются песчаники более грубозернистые с огромным количеством галек изверженных пород, что придает песчаникам конгломератовидную структуру. Грубозернистые песчаники сменяются крупно- и среднезернистыми песчаниками с тонкими прослоями темно-серых глин. Среди песчаников в большом количестве встречаются прекрасные отпечатки листьев, среди которых Э. Н. Кара-Мурза определены: *Sequoia langsdorfii* Heer, *S.* sp., *Taxodium tinajorum* Heer, *T.* sp. (?), *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Acer* cf. *arcticum* Heer, *Populus genetrix* Newb., *P. arctica* Heer, (*Trochodendroides arctica* Berry), *P.* cf. *xantholithensis* Knowlt, *P. Richardsonii* Heer, *P.* sp., *Salix* cf. *grandifolia* Weber, *Myrica* cf. *speciosa* Ung., *Juglans* sp., *Hicoria magnifica* Knowlt. Азимут падения СЗ $325^\circ < 40^\circ$.
387. Почти у конца сплошного обрыва серо-зеленых и темно-зеленоватых песчаников залегают в виде линз песчаники с остатками фауны и флоры. Из фауны Л. В. Криштофович определены: *Corbicula kamtschatica* L. Kri sch t., *Melania podkagernensis* sp. n., близкая к *Melania snatolensis* sp. n. Азимут падения СЗ $325^\circ < 40^\circ$.
388. После небольшого перерыва в обнажениях, сразу за речкой обнажаются песчаники серо-зеленоватые, серые, темно-серо-зеленоватые, зеленоватые, мелкозернистые, иногда слоистые, с редкими обуглившимися растительными остатками, расположенными по плоскостям наложения. Песчаники чередуются с серыми и темно-серыми, местами песчанистыми глинами. Азимут падения СЗ $325^\circ < 35-40^\circ$.
389. Вверху обрыва на описанных образованиях залегают туфо-конгломераты, которые и составляют весь большой (безымянный) мыс. В общей массе — это отдельные куски андезитов самой различной величины и формы, кирпично-красного и серого цвета, сцементированы породой темно-серого цвета (туфами андезитов).
390. Дальше по берегу на юг отдельные куски пород в общей массе выделяются только по окраске, составляя с ней одно целое, постепенно и это исчезает и начинаются обнажения пород типа андезитов.
391. На противоположном конце мыса при повороте в бухту обнажаются породы серые, очень плотные, звонкие при ударе.
392. Из-под пирокластических образований появляются песчаники серые, серо-зеленые, зеленоватые, крупно- и грубозернистые, довольно плотные, с обильными включениями обуглившихся растительных остатков, местами в виде углей, залегающих прожилками и тонкими пропластками. Песчаники рассечены дайками изверженных пород (базальтов). В песчаниках много отпечатков листьев, из которых Э. Н. Кара-Мурза определила: *Populus arctica* Heer (*Trochodendroides arctica* Berry), *P. xantholithensis* Knowlt, *P. latior* Al. Br., *P.* sp., *Juglans longiapiculata* Hollis k?, *Magnolia Nordenskioldii* Heer, *Platanus* cf. *acuioides latifolia* Knowlt, *P.* sp. (*P. Guillelmae*).
393. Несколько дальше по берегу, у небольшой речки, стратиграфически ниже обнажается чередование песчаников и глин. Выделяются отдельные, довольно мощные слои песчаников серых, серо-зеленоватых

и зеленоватых, средне- крупно- и грубозернистых с большим количеством галек изверженных пород самой разнообразной окраски.

При внимательном осмотре видно, что гальки располагаются по косой слоистости.

Песчаники чередуются с глинами, которые, в свою очередь, имеют большое количество прослоев серых мелкозернистых песчаников.

Глины темно-серые, серые, мелкооскольчатые, довольно плотные.

Азимут падения СЗ $325^\circ \angle 40^\circ$.

394. Между двумя небольшими речками обнажаются глины темно-серые, почти черные, мелкооскольчатые, довольно плотные. Глины имеют тонкие (до 10—15 см) прослои плотных мелкозернистых песчаников. На глинах залегают песчаники конгломератовидного сложения, т. е. с большим количеством галек изверженных пород.

Азимут падения СЗ $325^\circ \angle 50^\circ$.

395. Небольшой мыс сложен аналогичными песчаниками и глинами с падением на СЗ $325^\circ \angle 25^\circ$, тогда как на противоположной стороне его песчаники падают в обратную сторону (ЮВ $145^\circ \angle 20^\circ$), таким образом, здесь имеется синклиальный перегиб, срезанный берегом моря под очень пологим углом.

396. Здесь же за мысом, около небольшой речки, обнажаются песчаники, чередующиеся с мощными прослоями темно-серых плотных глин.

Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle 35-40^\circ$.

397. Несколько дальше по берегу моря ниже видны песчаники с падением на юго-восток, тогда как в данной точке намечается антиклинальный перегиб, хотя его трудно заметить, так как породы сильно разрушены, раздроблены и не имеют закономерного падения. Возможно здесь проходит полоса нарушений, но залегание сильно осложнено наличием больших оползней.

398. У небольшой речки видны песчаники, серые и серо-зеленые с большим количеством галек изверженных пород, с прослоями плотных темно-серых, почти черных глин.

Азимут падения СЗ $280^\circ \angle$ до 50° .

399. Сразу за небольшим мысом эта мощная толща песчаников и глин делает перегиб, образуя синклиальную складку с падением западного крыла по азимуту ЮВ $110^\circ \angle 45^\circ$.

400. После небольшого перерыва в обнажениях в большом обрыве видны аналогичные песчаники и глины с падением на СЗ $285^\circ \angle 35^\circ$, образуя здесь небольшую антиклиналь, причем ее северо-западное крыло в данном месте сложено в большей мере глинами, нежели песчаниками.

401. Аналогичная толща песчаников и глин протягивается и дальше по берегу, образуя в данном месте синклиальный перегиб. Среди глин выделяются довольно мощные и плотные пласты песчаников с редкими включениями галек изверженных пород.

Азимут падения ЮВ $130^\circ \angle$ до 30° .

402. Так описанные отложения тянутся по берегу до речки, где видны темно-серые, сильно песчанистые комковатые глины с тонкими прослоями серых и серо-зеленых плотных песчаников. Внизу обрыва залегает прослой песчаника (до 5 м мощности) зеленовато-серого, грязно-зеленоватого мелкозернистого, довольно плотного. Среди тонких прослоев песчаников видны отпечатки листьев.

Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle 30^\circ$, хотя на фоне этого падения и имеются небольшие изгибы местного характера, где иногда падение СЗ $315^\circ \angle 30^\circ$.

403. Несколько дальше по берегу и стратиграфически ниже обнажены темно-серые сильно песчанистые глины с тонкими прослоями серых песчаников. Выделяются несколько более мощных прослоев средне-, крупно- и грубозернистых песчаников.

Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle 65-70^\circ$.

404. Постепенно угол падения выволаживается и толща песчаников с прослоями глины наклонена на ЮВ $145^\circ \angle 45^\circ$.
Из песчаников собраны отпечатки листьев, среди которых определены: *Populus arctica* Heer, *Hicoria magnifica* Knowlton, *H. sp.*, *Ficus sp.*, *Platanus sp.* (?), *Vitis sp.* (напоминает *V. Olrici*), *Phyllites sp.*
405. Участок перед самым мысом, да и сам мыс, сложены сильно перемятыми породами, после чего обнажается аналогичная толща чередования песчаников и глин с падением на СЗ $335-340^\circ$ т. е. в данном месте мы снова имеем антиклинальный перегиб.
406. Непосредственно за мысом толща песчаников и глин снова наклонена на ЮВ $145^\circ \angle 50^\circ$. Дальше толща песчаников сечется берегом моря почти по простиранию и на таком большом расстоянии видна довольно небольшая по мощности толща переслаивания глин темно-серых, почти черных, мелкооскольчатых, местами сильно песчанистых, и песчаников серых, серо-зеленоватых, мелко- и среднезернистых. Пачки глин и песчаников в свою очередь чередуются с мощными прослоями песчаников.
407. Так описанная толща протягивается почти до крутого поворота берега бухты, где слои наклонены на СЗ 300° под $\angle 45^\circ$. В этом обнажении видны серые, серо-зеленые и зеленые песчаники с большим количеством галек изверженных пород. Среди песчаников видны куски углей и хорошие отпечатки листьев. Из листьев определены: *Populus sp.* (?), *Populus* типа *arctica*, *Hicoria magnifica* Knowlton, *H. sp.*, *Diospyros cf. brachyserala* Al. В г.
408. Непосредственно за небольшим мыском видна антиклинальная складка с падением северо-западного крыла на СЗ $325^\circ \angle 40^\circ$. Среди песчаников и глин северо-западного крыла видны жилы кальцита, мощностью до 20 см. При раскалывании кальцит издает отчетливый запах керосина. Если кальцит растолочь, то также отчетливо чувствуется запах керосина. Прожилки кальцита располагаются без всякой закономерности.
Азимут падения СЗ $325^\circ \angle 40^\circ$.
Среди песчаников найдены и определены отпечатки листьев: *Acrocarpus ordinarius* Hollick sp. n., *Taxodium cf. distichum micenicum*, *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Acer Benderei* Lesq., *Populus sp.*, *Hicoria sp.*, *Betula prisca* Ett., *Sophora multififormis* Hollick.
409. Наконец на самом мысу перед большой бухтой видна та же толща песчаников и глин с прожилками кальцита, который при раскалывании издает довольно резкий запах керосина.
Азимут падения ЮВ $145^\circ \angle 40^\circ$.
410. В бухте обнажается толща песчаников серых, серо-зеленых и серо-бурых, мелко- и среднезернистых, чередующихся с темно-серыми, почти черными, плотными оскольчатыми глинами.
Азимут падения СЗ $325^\circ \angle 60-65^\circ$.
411. Несколько дальше вся описанная толща падает на ЮВ 100° С углом в 35° , хотя картина несколько неясна ввиду наличия больших оползней.
412. За небольшим задернованным участком видны аналогичные песчаники и глины. Среди песчаников видны в изобилии отпечатки листьев. Среди глин проходят прослой, переполненные обуглившимися растительными остатками.
Азимут падения СЗ $320^\circ \angle 50^\circ$.
413. Несколько дальше, в одном из заворотов бухты, в обрыве видны крутопадающие песчаники и глины, даже несколько подогнутые. Их под большим углом срезают туфоконгломераты, которые контактируют

с нижележащими образованиями по извилистой линии. Среди туфоконгломератов видны куски углей и хорошо окатанные гальки как изверженных пород, так и песчаников. Дальше среди туфоконгломератов и туфобрекчий залегают прослойки темно-серых, почти черных слоистых глин с тонкими прослоями песчаников.

Азимут падения у глин $SZ\ 325^\circ \angle 45^\circ$.

414. На южной стороне безымянного мыса среди туфобрекчий и туфоконгломератов видны глины темно-серые, темно-бурые и бурые с тонкими пропластками песчаников. Местами видны линзообразные прослойки песчаников.

Азимут падения $SZ\ 325^\circ \angle 45^\circ$.

415. Дальше по берегу видно переслаивание туфоконгломератов с андезитами, которые залегают в виде отдельных слоев. Туфоконгломераты неслоистые.

416. Продолжает обнажаться аналогичная толща туфоконгломератов.

417. Наконец, за небольшим выступом под описанными отложениями появляются песчаники серые, светло-серые, серо-желтоватые, серо-голубоватые и зеленоватые, грубозернистые, с массой мелких галек изверженных пород. Песчаники плотные. Стратиграфически несколько ниже появляются песчаники уже более мелкозернистые, светло-серого цвета.

Азимут падения $SZ\ 325^\circ \angle \text{до } 45^\circ$.

418. Несколько дальше видны серые, светло-серые, грубозернистые, плотные песчаники с прослоями углей. В данном месте проходят 4 прослоя углей: самый нижний из них мощностью до 20 см, плотный и блестящий; метров через 5—7, по мощности, над ним залегает второй пласт мощностью также до 20 см, еще выше на 3 м проходит третий пласт общей мощностью до 2 м, причем только в верхних 30 см уголь очень плотный, блестящий, с раковистым изломом, тогда как нижняя часть занята рыхлым слоистым углем с тремя прослоями более плотных углей, типа верхнего прослоя.

На угли налегают тонкозернистые очень плотные песчаники светло-серого, почти белого цвета.

Азимут падения $SZ\ 325^\circ \angle 45^\circ$.

419. Непосредственно за речкой в бухте вначале видны серые и светло-серые песчаники и сразу же после небольшого задернованного участка видны угли.

Общая мощность углей около 7 м, причем из них 4—5 м плотных блестящих тяжелых углей с раковистым изломом, тогда как остальные 2,5 м представляют собой песчаные и глинистые слоистые угли. Среди углей залегают прослойки темно-серых глин мощностью от 10 до 35 см. Угли покрываются песчаниками.

Азимут падения $SZ\ 325^\circ \angle 35^\circ$.

420. Песчаники над углями светло-серые, серо-голубоватые, почти белые, плотные, грубозернистые с большим количеством мелких галек изверженных пород.

На песчаники налегает несколько прослоев углей (до четырех), разделенных темно-серыми и грязно-серыми глинистыми песчаниками. Над ними залегают рыхлые песчаники серые, грязно-серые, местами ржаво-бурые, с редкими прослоями более плотных песчаников, с поверхности окрашенных в ржавый цвет.

Азимут падения $SZ\ 325^\circ \angle 30^\circ$.

421. У устья небольшой речки, там где речка проходит параллельно берегу моря, видны песчаники серые, серо-голубовато-зеленоватые и грязно-серые, с пластом угля мощностью 1 м (из них верхние 30 см — блестящий уголь, остальная часть пласта — слоистый песчаный и глинистый уголь).

- Азимут падения ЮВ $125^\circ \angle 50^\circ$.
 Таким образом, на таком коротком расстоянии наблюдается довольно крутая асимметричная синклинальная складка.
422. Далее идет повторение разреза, т. е. видны снова песчаники серые, светло-серые, средне- и крупнозернистые, местами с большим количеством мелких галек изверженных пород. Среди песчаников проходит пласт угля мощностью, вместе с глинистыми прослоями, 3 м. Из них 5 прослоев по 30 см блестящих и плотных углей, остальная же масса занята песчанистыми и глинистыми слоистыми, рыхлыми углями.
 Азимут падения ЮВ $130^\circ \angle 55^\circ$.
423. Несколько дальше песчаники слагают крутую антиклинальную складку с некоторым изгибом слоев по простиранию.
 Азимут падения СЗ $310^\circ \angle 50^\circ$.
424. Берег моря несколько задернован, отчего контакта между песчаниками и вышеупомянутыми отложениями не видно. На отдельном небольшом мыске обнажены туфобрекчии и туфоконгломераты с пластовыми залежами андезитов.
425. Несколько дальше среди туфоконгломератов и туфобрекчий проходит пачка песчаников мощностью до 15 м. Песчаники серого, серо-буроватого и грязно-серого цвета, мелкозернистые, с массой обуглившихся растительных остатков. Есть куски стволов деревьев, расположенных перпендикулярно напластованию.
426. Туфоконгломераты с прослоями песчаников и глин слагают северо-западное крыло антиклинали. Песчаники серые и серо-буроватые среднезернистые, с прослоями темно-серых песчаных глин.
 Азимут падения СЗ $310^\circ \angle$ до 65° .
427. На отдельном большом мысу обнажаются туфобрекчии и туфоконгломераты с мощными прослоями андезитов. Указанная толща продолжает обнажаться на значительном расстоянии и только в небольших бухтах появляются нижележащие угленосные песчаники.
428. В одной из глубоких и узких бухт видны песчаники серые, грязно-серые, среднезернистые с тремя прослоями углей, каждый мощностью до 1 м. Среди песчаников проходят тонкие прослой темно-бурых и бурых глин.
 Азимут падения ЮВ 125° с углом до 45° (угол виден неясно).
429. Сам мыс сложен туфобрекчией и туфоконгломератами. Под ними видны песчаники (мощностью 30—40 м) серые, грязно-серые, грубослоистые, средне- и крупнозернистые, плотные.
 Азимут падения СЗ $310^\circ \angle 35^\circ$ — 40° .
430. По простиранию песчаники обн. 428 с прослоями углей прослеживаются на юго-западной стороне мыса с падением на ЮВ $125^\circ \angle$ до 60° .
431. Дальше обнажаются снова туфобрекчии и туфоконгломераты с прослоями андезитов до глубокой бухты, где в обнажении видны песчаники с прослоями углей с падением ЮВ $125^\circ \angle 45^\circ$.
432. Эта толща серых песчаников в середине бухты образует синклинальный перегиб с падением северо-западного крыла на СЗ $310^\circ \angle$ до 40° .
 В ядре синклинали залегают рыхлые серо-желтоватые и ржаво-желтые песчаники.
433. Дальше берег слагается туфобрекчиями и туфоконгломератами с прослоями и дайками андезитов.
434. В самом углу бухты среди туфобрекчий видна толща песчаников, мощностью 60 м, с прослоями глин и углей.
 Азимут падения ЮВ 120° — $125^\circ \angle 40^\circ$.
435. Мыс Божедомова сложен туфобрекчией и туфоконгломератами.
436. На восточной стороне мыса Божедомова туфобрекчии внезапно кончаются и к ним подходят угленосные отложения бухты Подкагерной. Вероятнее всего, что между ними проходит нарушение типа сброса.

Напосредственно у контакта наблюдается чередование глин и песчаников. Глины темно-серые, темно-бурые и бурые. Среди чередования проходит 3 прослоя углей. Выше стратиграфически обнажается, главным образом, песчаная толща, представленная серыми, светло-серыми, почти белыми средне- и крупнозернистыми песчаниками. Среди этой толщи проходят прослои плотных глинистых тонкозернистых песчаников и довольно мощные прослои желто-бурых, ржаво-желтых и ржаво-бурых песчаников. Среди песчаников проходят прослои углей (6 пластов) и прослои темно-серых и темно-бурых плотных мелкооскольчатых глин.

Азимут падения ЮВ $110^\circ \angle 50^\circ$.

- 436a. Стратиграфически вверх угол несколько выколаживается и меняется характер песчаников, появляются рыхлые, серые, грязно-серые, серо-бурые и желто-бурые, средне- и крупнозернистые песчаники.

Азимут падения ЮВ $110^\circ \angle 35^\circ$.

437. Обнажение расположено под сел. Подкагерная. В небольшом обрыве видны глины серые, серо-бурые и темно-серые, сильно песчаные, оскольчатые, иногда со скорлуповатой отдельностью. В глинах залегают конкреции различной величины и формы, диаметром от нескольких сантиметров до 1 м. Конкреции состоят из плотных желто-серых тонкозернистых глинистых песчаников с большим количеством остатков фауны. Среди песчаных глин проходят прослои песчаников серых, серо-желтоватых и светло-серых, мелко- и среднезернистых, довольно плотных. Местами прослои песчаников более рыхлые, сильно глинистые, серого и грязно-серого цвета.

Азимут падения СЗ $290^\circ \angle 35^\circ$.

Из собранной фауны Л. В. Криштофович определены: *Cardita* sp., *Corbicula* cf. *fonata* S l o d k., *C.* sp., *Placunanomia* sp., *Ostrea tigliana* (S l o d k.), *Modiolus* sp., *Natica* sp., *Neptunea* sp.

Кроме того, мы не приводим список фауны, определенной В. С. Слодковичем и А. П. Ильиной по сборам Б. В. Хватова из данного же обнажения (список приведен в тексте статьи, стр. 48).

Отложения обн. 437 залегают в самом ядре синклинальной складки.

438. Под астрономическим пунктом Подкагерной в обрыве видны глины серые, темно-серые, серо-зеленоватые, комковатые, песчаные, местами сильно песчаные. Над глинами залегают песчаники серые, пятнистые, т. е. видно много ржавых пятен. Песчаники глинистые комковатые и все окрашены в ржавый цвет при выветривании. Местами песчаники грязно-серые, мелкозернистые, редко с гальками изверженных пород.

439. Несколько дальше среди глин появляются конкреции из плотных серых и темно-серых тонкозернистых песчаников.

Азимут падения ЮЗ $210^\circ \angle 20^\circ$.

440. Внизу залегают песчаники серые, серо-желтоватые, с ржавыми и желто-бурыми пятнами, глинистые, мелкозернистые с ржавым окрашиванием по трещинам и в зоне выветривания. Песчаники рыхлые с прослоями песчаных глин и с конкрециями из темно-серого плотного тонкозернистого песчаника.

441. Аналогичная толща песчаников с конкрециями и тонкими прослоями глин наклонена на СЗ $300^\circ \angle 15^\circ$.

442. Перед небольшой речкой в обрыве берега видны глины сильно песчаные, серые и серо-зеленоватые, с прослоями глинистых песчаников грязно-серых, средне- и крупнозернистых, с включениями угловатых кусков блестящих углей.

Азимут падения ЮВ $120^\circ \angle 15^\circ$.

443. Сразу же за речкой появляется мощная толща песчаников серых,

грязно-серых и серо-желтоватых, с ржавым окрашиванием в зоне выветривания. Скоро песчаники сменяются конгломератами, которые залегают на туфобрекчии и туфокогломераты свиты мыса Дальнего.

Азимут падения ЮВ $120^\circ \angle 15^\circ$.

Среди песчанников и конгломератов была собрана фауна. Списки фауны помещены в главе «Рекинской свита».

444. Под конгломератами залегают туфобрекчии, состоящие из отдельных кусков андезита, сцементированных туфами андезита. В виде слоев среди туфобрекчий залегают андезиты.

Описание всех последующих обнажений на остальном отрезке маршрута мы не приводим, так как в большинстве случаев это были туфобрекчии и туфокогломераты с прослоями андезитов.

Ниже приводится описание обнажений, где среди вулканогенных образований обнажены песчаники и глины.

449. Туфобрекчии и туфокогломераты в данном месте приобретают слоистость и, кроме того, в них включены остатки обуглившихся кусков деревьев, обломки угля и прочие растительные остатки.

Азимут падения СЗ $320^\circ \angle 12^\circ$.

451. На правом берегу реки Пэлгаваян среди туфокогломератов виден прослой песчаника. Песчаники серые, серо-зеленоватые, желто-зеленоватые, крупно- и грубозернистые, с гальками изверженных пород. Песчаники довольно плотные и грубослойные. Песчаники имеют тонкие прослои коричневатых и зеленых глин.

Песчаники залегают горизонтально и, только перейдя речку, они изгибаются и скоро уходят под берег моря.

454. На юго-запад от реки Пэлгаваян туфобрекчии и туфокогломераты приобретают грубую слоистость. Среди них также проходит прослой песчаника грубозернистого, сильно «загрязненного» включениями обуглившихся растительных остатков и отдельных стволов деревьев, достигающих в длину до 1 м. В песчаниках наблюдается много галек изверженных пород, которые иногда залегают в виде карманов.

Азимут падения СЗ $320^\circ \angle 20-25^\circ$.

460. Среди вулканогенных образований появляются глины темно-серые, почти черные, темно-бурые, мелкооскольчатые, иногда со скорлуповатой отдельностью. Глины имеют много тонких прослоев песчанников серых, грязно-серых, серо-зеленых, мелко-, средне- и крупнозернистых, местами слоистых и с обуглившимися растительными остатками, которые располагаются по плоскостям наложения.

Азимут падения ЮВ $110^\circ \angle 45^\circ$.

Описанная толща сложена в антиклинальную складку с падением в обн. 461 СЗ $290^\circ \angle 35-40^\circ$.

На описанную толщу песчанников и глин налегают туфобрекчии.

463. Под туфобрекчией залегают песчаники серо-бурые, серо-зеленые, зеленые мелко- и среднезернистые. Песчаники раскалываются на неровные плитки.

Азимут падения СЗ $310^\circ \angle 20^\circ$.

Дальше до конца маршрута весь обрыв морского берега сложен туфобрекчиями, туфокогломератами с пластовыми залежами и дайками андезитов.

М. Ф. Двали

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАЛАНСКОГО РАЙОНА

(западное побережье п-ова Камчатка)

ВВЕДЕНИЕ

Паланский район расположен в северной части западного побережья п-ова Камчатка. Естественными границами изученной его части являются: на юге — мыс Кахтанинский и р. Пятибратская, на севере — р. Теви, на западе — берег Охотского моря и на востоке — водораздел Срединного Камчатского хребта.

До нас этот район Камчатки почти не исследовался. Посетившие его в 1853 г. К. Дитмар [1901] и в 1929 г. А. Н. Трошин [1929(ф)] отметили здесь развитие третичных и четвертичных отложений, однако ни стратиграфии, ни тектоники этих образований они не дали.

Полнее были исследования геолога ДВГУ Н. В. Бессонова [1933(ф)], работавшего здесь в 1932 г. одновременно с нами. Его данные нами будут отмечены в процессе освещения геологического строения района. После наших маршрутных работ 1932 г. Паланский район геологически не исследовался; таким образом, излагаемые данные об его геологическом строении являются, по существу, единственными.

Топографической основой для геологических работ служила производившаяся одновременно топографом А. Е. Баниолесси маршрутная мензульная съемка в масштабе 1 : 100 000; около трети маршрутов (рр. Лесная, Пятибратская, Анадырка, Инчуток) сделаны на основе нашей глазомерной съемки. Площадь, пересеченная маршрутами, составляет около 9000 км².

В наших геологических исследованиях принимала участие Л. В. Криштофович. Ею выполнены маршруты по рр. Пятибратская, Кинкиль и Инчуток.

В камеральной обработке материалов принимал участие ряд лиц. Третичная фауна моллюсков была обработана В. С. Слудкевичем, А. В. Ильиной и Л. В. Криштофович, меловая фауна — Н. С. Кульжинской-Воронец, флора — А. И. Поярковой. Значительная по объему и разнообразию коллекция изверженных пород

микроскопически изучена В. Н. Доминиковским. Им даны определения пород.

В качестве обязательного приложения автор считает необходимым дать описание сделанных маршрутов и наиболее типичных обнажений пород, что даст возможность читателю оценить степень правильности предлагаемого представления о геологическом строении площади, а также искать материал для собственных построений и выводов.

ОРОГИДРОГРАФИЯ

В орографическом отношении исследованный район может быть подразделен на две зоны: зону морского побережья с береговой грядой возвышенностей и зону западного склона Срединного Камчатского хребта.

При общем северо-восточном простирании (СВ 40°) линия морского берега образует ломаную кривую с рядом мысов — Кахтанинский, Пятибратский, Паланский, Кинкильский, Пенсепел, Такринен — и заливов между ними. В общем берег слабо изрезанный, песчаный, с террасами в заливах и скалистый в районе мысов, где линия берега срезает склон береговой гряды возвышенностей, простирающейся в том же северо-восточном направлении. Эта гряда образована сложным комплексом нормально-осадочных пород и изверженных образований, сильно расчленена поперечными глубокими балками и имеет непосредственно у берега вершины с отметками до 300—400 м.

В некотором удалении от берега имеются возвышенности высотой до 500 м характерной конусовидной формы.

Зона западного склона Срединного Камчатского хребта представляет большую часть изученной площади. На западе она граничит с береговой грядой возвышенностей, местами отделяясь от нее нешироким орографическим понижением, исчезающим в северо-восточном направлении.

В южной части (р. Пятибратская, среднее течение рр. Паланы и Кинкиля) эта область имеет характер приподнятой равнинной страны, расчлененной широкими долинами рек, на фоне которой наблюдаются плоские вершины до 600—700 м абсолютной высоты.

Северная часть, включающая р. Теву, бассейн р. Лесной и верхнее течение р. Паланы, имеет характер расчлененной горной страны с высотными отметками, повышающимися в восточном направлении, где у водораздела Срединного Камчатского хребта находятся вершины до 1200 м абсолютной высоты.

Третий тип ландшафта — крупно всхолмленная равнина с обширными тундрами и болотами — наблюдается у южной границы района по левобережью среднего течения р. Паланы и в истоках р. Пятибратской.

Основными реками района являются: Пятибратская, Палана, Кинкиль и Лесная (состоящая из трех частей: ¹ рр. Лево́й Лесной, Алкауры и Оветкотонь). Все они стекают с Срединного Камчатского хребта и, пересекая район в направлении с юго-востока на северо-запад, впадают в Охотское море.

Долины этих рек почти на всем протяжении производят впечатление значительной выработанности, имеют местами очень широкие днища с хорошо выраженными аллювиальными террасами, приклоненными к довольно крутым бортам долин. В то же время продольные профили рек сравнительно крутые, наблюдаются частые перепады, пороги (среднее течение рр. Паланы, Кинкиля, Лесной). Среднее падение рек: р. Палана (до озера) — 5,15 м на 1 км, р. Кинкиль — 8,33 м, р. Лесная (до впадения р. Веайтлелваям) около 5 м.

Наблюдаются все признаки недавнего оживления речной эрозии, повлекшей врезывание рек в днища долин; этот процесс происходит и сейчас. Подчиняясь правилу, отмеченному уже многими исследователями для Камчатки, реки при впадении в море изменяют направление течения на параллельное простиранию берега и на этом участке отделяются от моря намывной галечно-песчаной косой — «кошкой», образованной совместной деятельностью морского прибоя и речного течения.

В пределах района имеется несколько пресноводных проточных озер, расположенных в долинах рек, из них наибольшее — Паланское — находится в 75 км от устья р. Паланы, имеет размер приблизительно 7 × 3 км.

Склоны долин рек и возвышенностей покрыты лесом. Тундры, в том числе и мокрые, имеют значительное развитие в южной части района и очень подчиненное в северной части, где их можно наблюдать на поверхности широких террас по долинам рек.

СТРАТИГРАФИЯ

В строении Паланского района принимают участие мезозойские, третичные и четвертичные образования (фиг. 1).

Ко времени наших исследований в Паланском районе оставался открытым вопрос о наличии на Камчатке отложений мезозоя. Первое указание на присутствие мезозойских образований на Камчатке сделал академик Ф. Б. Шмидт, определивший больших верхнемеловых иноцерамов в коллекциях д-ра Слюнина «с р. Тигиль и его окрестностей». Но не было приведено ни состава пород, заключающих эту фауну, ни точного местоположения образцов, что не позволило считать решенным вопрос о наличии верхнемеловых отложений.

¹ На миллионной топокарте издания 1942 г. эти реки названы соответственно: Лев. Лесная, Веайтлелваям и Прав. Лесная.

В 1932 г. этот вопрос разрешился положительно. Нами на Паланском мысу обнаружены отложения с сенонской фауной (см. ниже паланский горизонт), и одновременно Л. В. Микulich [1933 (ф)] сделал находки сенонской фауны в Хайрюзовском районе, а Б. Ф. Дьяков [1936] обнаружил породы с фауной турона у мыса Омгон в Тигильском районе.

Несколько позже, в 1933 г. Б. В. Хватов [1935 (ф)] и вслед за ним Н. М. Маркин [1938 (ф)] установили на побережье Пенжинской губы палеонтологически охарактеризованные отложения мезозоя от триаса до верхнего мела включительно.

Мезозойские образования

Мезозойские образования нами подразделяются (снизу вверх) на лесновскую толщу, паланский горизонт и туфо-сланцевую серию. Из них только паланский горизонт охарактеризован фауной.

Лесновская толща

Геологические условия залегания и характер пород позволяют считать эту толщу наиболее древней в разрезе отложений района.

Лесновская толща развита в области западного склона Срединного Камчатского хребта — в бассейне р. Лесной. Породы толщи на р. Оветкотоне представлены известковистыми серыми песчано-глинистыми и темно-серыми, до черных, глинистыми сланцами с линзовидными тонкими прослойками и мощными пластами крепких тонкозернистых песчаников. Сланцы очень плотные, слоистые, местами с тонкоплитчатой или узловато-плитчатой отдельностью. Встречаются разновидности со слабым шелковистым блеском в изломе и на поверхности, обусловленным, по-видимому, начальной стадией метаморфизма.

По р. Лево́й Лесной и по ее притоку Ватапнай наблюдаются те же породы, но в нижней части разреза толщи обнаруживаются светлые серовато-зеленые серитизированные песчаные сланцы с сильным шелковистым блеском.

Лесновская толща интенсивно дислоцирована в крутые антиклинальные складки, осложненные дизъюнктивными нарушениями, наблюдаются явления кливажа.

Общее прости́рание складчатости близкое к меридиональному.

В породах толщи наблюдались дайки биотитового андезита и незначительная интрузия биотитового гранит-пегматита (р. Ватапнай).

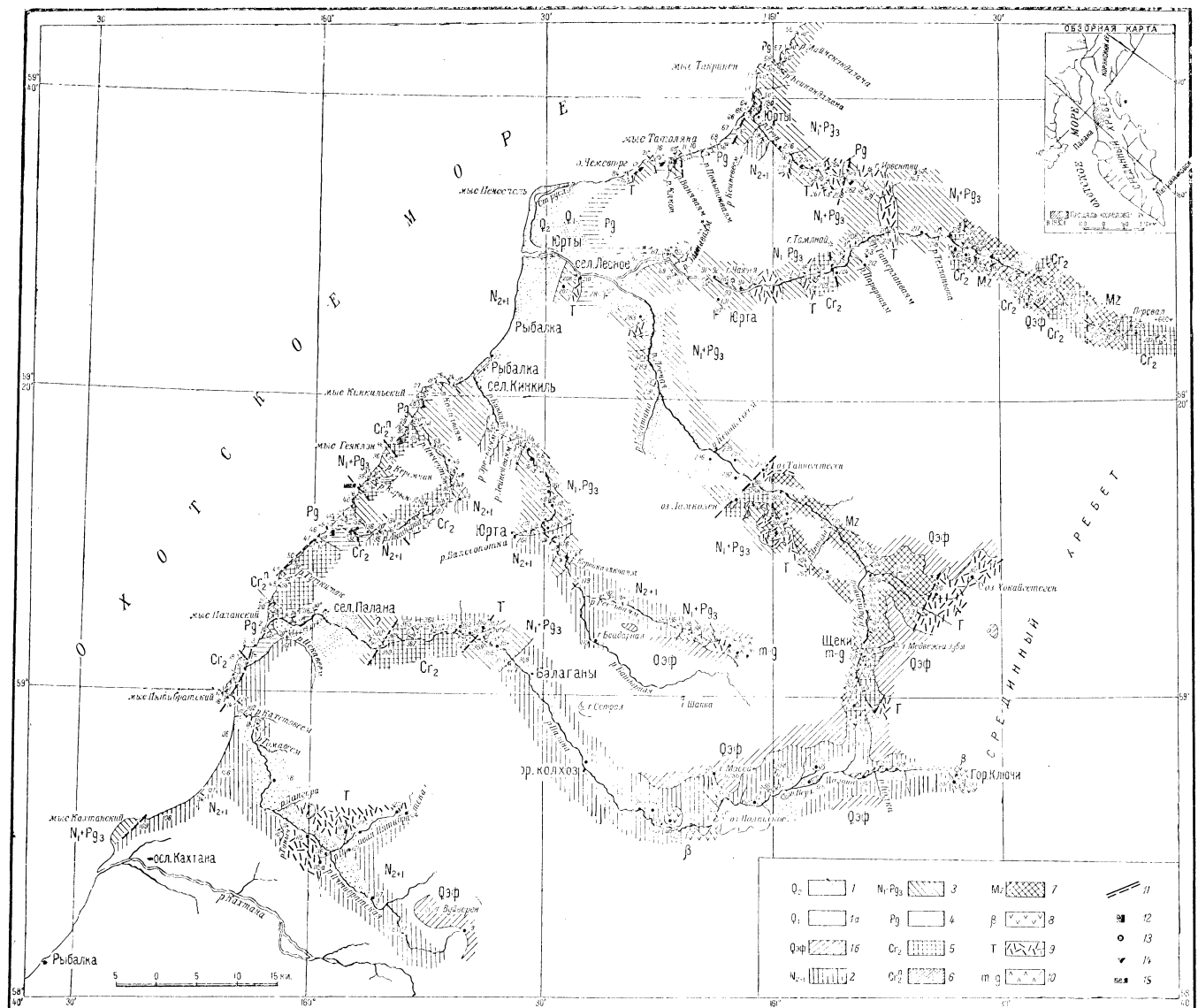


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Палтановского района Казахстана:

1 — современная окисленная, 2а — окисленная и выветренная, 2б — эрозивная, 3 — эрозивная, 4 — эрозивная, 5 — эрозивная, 6 — эрозивная, 7 — эрозивная, 8 — эрозивная, 9 — эрозивная, 10 — эрозивная, 11 — эрозивная, 12 — эрозивная, 13 — эрозивная, 14 — эрозивная, 15 — эрозивная.

Как своеобразное явление следует отметить наличие крупных шаровой формы валунов¹ карбонатизированного плагиоклазового порфирита, залегающих в виде горизонта среди сланцев с прослоями крепких оливково-серых песчаников в обл. 221 в верхнем течении р. Оветкотоны (см. стр. 16).

Полная мощность лесновской толщи осталась невыясненной, поскольку не вскрыта ее нижняя граница. Мощность обнаженной части толщи превосходит 2000 м. Отсутствие фауны и недостаточная обнаженность не позволили, в условиях маршрутных работ, расчленить эту толщу, что безусловно можно сделать при более детальном наблюдении.

Паланский горизонт

(Сенон)

Под таким названием нами выделены породы, слагающие мыс Паланский. Здесь наблюдаются (снизу вверх): частое переслаивание прослоев светло-серого дымчатого кремня и зеленых и оливково-зеленых туфогенных глинистых сланцев, пласты зеленой и бурокрасной песчано-глинистой (туфогенной) породы, переполненной обломками крупных раковин с призматическим слоем; зеленые, бурые глинистые туффиты с линзами аггломератовых туфов и туфобрекчий.

Обломки раковин, по определениям Н. С. Кульжинской-Воропец [1935], принадлежат: *Helcion giganteus* var. *depressa* Schmidt и *Inoceramus* aff. *digitatus* Sow., по которым она устанавливает сенонский возраст паланского горизонта, сопоставляя его с отложениями сенона Аляски, Анадыря, Сахалина и Хоккайдо.

Породы паланского горизонта залегают с крутым падением на восток. Местами в них отмечается мелкая складчатость и гофрировка слоев, а также сильная раздробленность с зеркалами скольжения.

Неполная наблюдаемая здесь мощность паланского горизонта достигает 30—40 м. Этот же горизонт встречается еще в двух местах по морскому берегу между речками Инчеуток и Анадыркой в условиях такой же интенсивной дислоцированности.

¹ В отчете Ю. В. Макарова и др. [1954 (ф)] по исследованиям в центральной части Корякского хребта отмечается (приведены также и фотографии) в породах коряцкой толщи наличие в одном случае крупных шаровых конкреций песчаника. Коряцкая толща по положению в разрезе и фациально-литологическому составу является вероятным аналогом лесновской толщи. Отмеченные находки валунов в долине р. Лесной и конкреций в Корякском хребте, возможно, принадлежат одному и тому же стратиграфическому горизонту в разрезе лесновской — коряцкой толщи. *Ред.*

В разрезе по морскому берегу, непосредственно выше пород паланского горизонта, залегает мощная туфо-сланцевая серия; породы же, подстилающие горизонт, здесь остаются неизвестными, будучи скрытыми под уровнем моря. С достаточным основанием можно предполагать, что подстилающие породы будут представлять верх лесновской толщи. Так, в верхнем течении р. Оветкотоны в кровле лесновской толщи и под залегающими выше аналогами туфо-сланцевой серии наблюдается пачка окварцованных тонкопесчаных сланцев с прослоями серых и буро-красных кремней, очень напоминающая породы паланского горизонта.¹ Как увидим ниже, несомненные аналоги паланского горизонта по характеру пород и фауны были обнаружены в верхнемезозойских отложениях Южно-Тигильского района и на восточном склоне Срединного Камчатского хребта.

Туфо-сланцевая серия

(Верхний мел)

Породы этой серии наблюдались на морском берегу от устья р. Пятибратской до устья р. Инчеуток, в нижнем и среднем течении р. Паланы, в бассейне р. Лесной, они слагают водораздел Срединного Камчатского хребта на перевале из р. Оветкотоны в р. Карагу.

В условиях интенсивной дислоцированности и кажущегося однообразия литологического состава сейчас невозможно дать нормальный разрез пород этой серии.

В общем она образована из регионально-измененных осадочных пород, состоящих, главным образом, из туфогенного материала и, в подчиненном залегании, из пластовых внедрений пироксеново-роговообманковых андезитов и пироксеновых или диабазовых порфиритов.

В части осадочных пород наблюдаются тонкозернистые туффиты, кристаллические туфы пироксеновых или роговообманковых порфиритов, реже горизонты песчано-глинистых сланцев и линзовидные прослои роговиков. В породах наблюдается окварцевание, появление жилок цеолитов, хлорита, раскристаллизация стекла в туфах. Цвет

¹ Обломки крупных иноцерамов были найдены [Тишков Б. Т. и др. 1954 (ф)] на противоположном восточном склоне Срединного Камчатского хребта в среднем течении р. Караги в породах «кремнисто-вулканогенной толщи», являющейся аналогом туфо-сланцевой серии М. Ф. Двали. При этом авторами отмечается согласное залегание кремнисто-вулканогенной толщи на лесновской толще.

То же согласное залегание аналога туфо-сланцевой серии — олиготорской толщи, содержащей обломки иноцерамов, на аналоге лесновской толщи — корякской толще указывается Ю. В. Макаровым и др. [1954 (ф)] в центральной части Корякского хребта. *Ред.*

пород с преобладающими зелеными оттенками от серого и ржаво-бурого до темно-зеленого.

Отдельность неправильная, в туфах и туффитах массивная, в сланцах оскольчато-сланцеватая.

Элементы залегания не всегда определяются из-за неясной слоистости и интенсивной дислоцированности с частыми явлениями разрывов сплошности пород и зон раздробления.

Макрофауны и флоры в породах серии наблюдать не удалось, но в шлифах из туффитов и сланцев нередко попадаются диатомовые водоросли и радиолярии.

Наблюдаемая мощность серии свыше 2 500 м.

Положение серии в разрезе напластований района определяется взаимоотношением в залегании с подстилающими и перекрывающими геологическими свитами.

На Паланском мысу породы серии залегают на породах сенона (паланский горизонт). В верховье р. Оветкотоны туфо-сланцевая серия залегает на крыльях антиклинальных перегибов, сложенных сланцами лесновской толщи, причем в подошве серии наблюдались породы, принадлежащие, вероятно, паланскому горизонту.

В других местах невозможно точно наметить нижнюю границу серии ввиду недостаточной обнаженности и кажущейся нерезкости перехода в нижележащие породы лесновской толщи.

Нормальная верхняя граница туфо-сланцевой серии нам также неизвестна. На морском берегу вблизи устья р. Ападырки породы серии трансгрессивно с угловым несогласием перекрываются палеогеновыми отложениями тигильской толщи. В устье речки Инчеуток, по-видимому, такое же взаимоотношение (контакт недоступен наблюдению) с мощными конгломератами, параллелизуемыми нами с тигильской толщей.

Внутри района контакты туфо-сланцевой серии с покрывающими третичными отложениями обычно тектонические.

Таким образом, по условиям залегания туфо-сланцевая серия находится в нормальном стратиграфическом разрезе между породами с сенонской фауной (паланский горизонт) и палеогеновой тигильской толщей.

О возрасте лесновской толщи и туфо-сланцевой серии

О возрасте лесновской толщи и туфосланцевой серии можно, отчасти, судить по залеганию между ними паланского горизонта, охарактеризованного сенонской фауной, а также по трансгрессивному налеганию на туфо-сланцевой серии палеогеновой тигильской толщи. Существенные указания по вопросу о возрасте интересных отложений можно получить из сопоставлений их с аналогичными породами соседних районов.

В смежном к югу Тигильском районе Б. Ф. Дьяков в 1932 г. и Л. В. Микулич в 1933 г. обнаружили несомненные аналоги палан-

ского горизонта в верхней части разреза дотретичных образований системы невысоких хребтов, образующих горный узел в истоках рр. Каврана и Утхолока. Л. В. Микулич в своей ирунейской свите (= свите Медвежьего хребта, по Б. Ф. Дьякову), выделяет пачку, мощностью в 50 м, состоящую из переслаивания кремнистых туфогенных сланцев с характерными пестрыми зеленовато-красными андезитовыми туфами, содержащими прослойки кремнистого сланца с фауной крупных иноцерамов (*Inoceramus* cf. *schmidtii*), указывающих на сенонский возраст.

Б. Ф. Дьяков [1935, 1936] среди мезозойских образований Тигильского района выделяет снизу вверх: омгонскую толщу, толщу Медвежьего хребта, впоследствии переименованную им в ирунейскую толщу, идентичную одноименной свите Л. В. Микулича, и хайрюзовскую толщу. По Б. Ф. Дьякову, омгонская толща представлена глинистыми и песчано-глинистыми, местами аспидными сланцами, глинистыми песчаниками; ее мощность до 1500 м, однако Л. В. Микулич уменьшает ее до 400—500 м. По найденной в ней фауне возраст следует считать в пределах сеноман — нижний сенон.

Вблизи нижней границы ирунейской толщи с подстилающей омгонской толщей Б. Ф. Дьяков обнаружил в ряде мест Тигильского района горизонт с крупными иноцерамами сенонского возраста, представляющий очевидный аналог нашего паланского горизонта. Кроме того, обломки иноцеромов им были встречены и выше по разрезу ирунейской толщи.

Таким образом, в Тигильском районе повторяется та же последовательность литологически сходных дотретичных образований с общим паланским горизонтом в средней части разреза.

Следовательно, можно с большой вероятностью сопоставить омгонскую толщу с верхней частью лесновской толщи, а ирунейскую толщу с туфо-сланцевой серией Паланского района.

Можно не сомневаться, что туфо-сланцевая серия представляет аналог части разреза широко развитых на Камчатке отложений, которые отмечал еще К. Дитмар [1901], а К. И. Богданович [1904] дал на своей геологической карте Камчатки под номером 3.

Породы этой серии чрезвычайно напоминают по внешнему виду, составу (при микроскопическом сравнении), по условиям залегания и тектонике туфо-сланцевые и вулканогенные образования свиты Щековского хребта [М. Ф. Двали, 1936] в Усть-Камчатском районе. Отметим, что в разрезе этой свиты в верховьях р. Широкой, впадающей в Нерпичье озеро, нами в 1930 г. были встречены в делювии красные яркоокрашенные кремни и сланцы, близко напоминающие

¹ Во всяком случае верхняя часть разреза лесновской толщи имеет очевидно меловой возраст, судя по тому, что в Олоторском районе (отчет под редакцией В. Я. Ярмолюка, 1953) обнаружены меловые аммониты в коряцкой толще, являющейся аналогом лесновской толщи.

породы паланского горизонта. По-видимому, к паланскому горизонту следует отнести находки Б. Ф. Дьяковым [1938а (ф)] обломков крупных иноцерамов на восточном склоне Срединного Камчатского хребта в долине р. Айдриановки. Эти обломки обнаружены среди яшмообразных туфогенных и кремнистых пород в средней части разреза стратиковской толщи, которую Б. Ф. Дьяков по литологическому составу и положению в разрезе параллелизует с ирунейской толщей Тигильского района.

К северу от Паланского района в смежной области побережья Пенжинской губы мезозойские отложения были обнаружены Б. В. Хватовым [1935 (ф)] и Н. М. Маркиным [1938 (ф)]. Последний внес существенные поправки в стратиграфическую схему, данную первоначально Б. В. Хватовым, и обосновал свое расчленение разреза на фаунистическом материале. Разрез мезозойских отложений не является здесь непрерывным; он содержит пропуски, обязанные тектонике, неполноте наблюдений и перерывам в отложении. Разрез заключается в границах от верхнего триаса до сенона включительно.

Верхний триас (иорийский ярус) залегает здесь трансгрессивно на предположительно палеозойских вулканогенных породах. По-видимому, эта трансгрессия фиксируется и на западном побережье Охотского моря несогласным залеганием карнийского яруса на верхнем палеозое. На побережье Пенжинской губы юра (оксфорд) находится в невыясненных (тектонические контакты) взаимоотношениях с подстилающими и перекрывающими породами. Однако, интерполируя данные с Охотского побережья, Чукотки и Аляски, можно прийти к выводу о наличии и здесь перерыва между юрой и триасом. Так, на Охотском побережье (р. Тохто-яма) верхний дейас залегает на верхнем триасе с резким угловым несогласием (П. Н. Кропоткин и Н. Т. Шаталов, 1936), в районе Аяна юра залегает трансгрессивно на размытой поверхности палеозоя [К. В. Антонов, 1938 (ф)]; несколько южнее, в районе залива Николая, по данным С. Н. Алексейчика [1936 (ф)] на границе юры с мелом залегают мощные конгломераты. С другой стороны, на Чукотском полуострове, по В. К. Серпухову (П. Н. Кропоткин и Н. Т. Шаталов, 1936) на докембрийских (?) породах залегают континентальные отложения верхнего триаса (?), сменяющиеся вверх морской нижней юрой.

На Аляске обширная верхнеюрская трансгрессия покрыла морскими отложениями всю Аляску, затем, по-видимому, был перерыв в отложениях, за которым последовала нижнемеловая трансгрессия. Возвращаясь к побережью Пенжинского залива, больше оснований все-таки предполагать и здесь перерыв между триасом и юрой с трансгрессивным залеганием юры. Еще больше оснований считать, что альб здесь отделен от юры перерывом, так как по Б. Н. Елисееву [1936] в Анадырском крае наблюдается трансгрессивное залегание альба на размытой поверхности ниж-

него мела (нижний валанжин), залегающего, в свою очередь, согласно на юре. Этот перерыв связан с крупной орогенической фазой, по-видимому, главной из группы мезозойских фаз.

Установленное Н. М. Маркиным трансгрессивное залегание сеномана имеет, вероятно, локальное проявление; в Анадырском крае сеноман залегает согласно на альбе. Но следующая трансгрессия с предшествующей ей орогенической фазой охватила весь северо-восток Азии. В Японии трансгрессивно залегает нижний сенон, то же и на Пенжинском побережье, в Анадырском же крае эта трансгрессия, шедшая с юга, наступила только в нижнекампанский век. Здесь ей предшествовал перерыв, наступивший вслед за отложением континентальных отложений с углем, переходящих вниз в морские осадки верхнего турона. Вслед за регрессией моря уже в датском веке наступил континентальный режим, перешедший в палеоцен. Был ли аналогичный переход на побережье Пенжинской губы, сказать пока невозможно, так как в разрезе не обнаружены самые верхи мела и, с другой стороны, осталась невыясненной подошва палеогеновой подкамернской свиты.

На Пенжинском побережье общая мощность разреза мезозойских отложений достигает 6000 м, из них на долю верхней авалкаланской свиты (сенон) приходится 2500—3000 м [Н. М. Маркин, 1939 (ф)].

В литологическом и фациальном отношении различные стратиграфические звенья разреза представлены следующим образом: триас — песчаники, в подошве с конгломератами; юра — глинистые сланцы, внизу с мергельными конкрециями, морская фауна; альб — песчаники плотные разнозернистые, внизу с мергельными конкрециями; сеноман — турон — внизу конгломераты, выше разнообразное переслаивание песчаников с подчиненными прослоями конгломератов, плотных глин и каменных углей; самые верхи разреза образованы песчаниками с прослоями конгломератов; сенон — внизу конгломераты, выше песчаники плотные разнозернистые с прослоями глинистых сланцев и редкими тонкими прослойками углей.

Весь разрез мезозойских отложений охарактеризован морской фауной, наряду с ней в сеноман — туроне и в сеноне встречены угли, говорящие за периоды изменения морского режима в сторону континентального.

Из произведенного довольно подробного обзора мезозойских отложений собственно Камчатки и побережья Пенжинской губы, расположенных к северу и к югу от Паланского района, можно сделать следующие выводы:

1. В разрезе побережья Пенжинской губы отсутствуют вулканогенные фации (ирунейская и хайрюзовская толщи), широко развитые в Тигильском районе и к югу от него. Стратиграфический аналог (по фауне) вулканогенной ирунейской толщи представлен

здесь нормально осадочной авалкаланской свитой. Возможно, что вулканическая фаза здесь несколько запоздала и захватила самые верхи сенона и датский век, отложения которых не сохранились или будут обнаружены дальнейшими исследованиями.

2. Перерывы в отложениях и трансгрессии, установленные в разрезе мезозойских образований на побережье Пенжинской губы, не известны в более слабо изученном разрезе мезозоя Тигильского района; в частности, здесь нет пока оснований говорить о нижнесенонской трансгрессии.

Сопоставление разреза мезозоя Паланского района с мезозоем Тигильского района выше было уже произведено. Труднее это сделать при сопоставлении с разрезом мезозоя Пенжинского побережья. Верхи видимого разреза (авалкаланская свита) не поднимаются выше кампанского яруса, судя по наличию *Inoceramus cf. schmidtii*, известного из ороченского яруса Сахалина, из ирунейской толщи и из нашего паланского горизонта. Возможно, что стратиграфические аналоги паланского горизонта и туфо-сланцевой серии следует искать выше верхов видимого разреза сенона (авалкаланская свита) побережья Пенжинской губы. Тогда лесновскую толщу пришлось бы сопоставить с авалкаланской свитой, возраст которой, по Н. М. Маркину, не выходит ниже границ сенона. Однако лесновская толща регионально метаморфизована (филлиты, серицитовые песчаные сланцы). Разрез ее изучен совершенно недостаточно. Очень вероятно, что она в целом окажется аналогом мезозоя побережья Пенжинской губы, в том числе и наиболее древних его стратиграфических звеньев.

Возраст туфо-сланцевой серии определяется ее залеганием на паланском горизонте, с одной стороны, и трансгрессивным залеганием на ней тигильской толщи, с другой стороны. По первому признаку и из сопоставления с ирунейской толщей возраст туфо-сланцевой серии следует признать сенонским в своей нижней части. При сравнении с Пенжинским разрезом аналоги туфо-сланцевой серии, по-видимому, следует искать стратиграфически выше сенонской авалкаланской свиты.

Таким образом, суммируя, следует принять возраст туфо-сланцевой серии в границах верхи сенона — датский ярус. Заходила ли верхняя граница этой серии в палеоцен, будет уточнено при рассмотрении вопроса о возрасте нижней границы трансгрессивно залегающей на ней тигильской толщи.

Третичные отложения

В паланском районе третичные отложения имеют сравнительно широкое развитие. В разрезе их значительное место занимают вулканогенные образования (свита Кинкильского мыса). Нормально осадочные отложения представлены частью прибрежными

морскими, частью континентальными фациями; они встречены отдельными пятнами, плохо охарактеризованы фауной и обнаруживают фациальную изменчивость. Эти обстоятельства при маршрутных исследованиях осложняют выработку стратиграфической схемы расчленения третичных отложений исследованного района.

Стратиграфическая схема третичных отложений Тигильского района, как наиболее разработанная, является опорной для всей Западной Камчатки. С нею в первую очередь следует сравнивать разрез Паланского района.

Тигильская толща

(Верхний мел? — палеоген)

Описанные ниже породы отождествлены мною с тигильской толщей, широко развитой и сравнительно хорошо изученной в соседнем Тигильском районе.

В Паланском районе аналоги тигильской толщи встречены изолированными пятнами — в ядрах антиклиналей в прибреговой полосе. Поскольку характер и состав отложений не вполне выдерживается по простиранию, приведем описание главных разрезов.

В устье р. Паланы по склону береговой террасы, идущей к мысу Пятибратскому, отложения тигильской толщи залегают на крепких кристаллических туфах туфо-сланцевой серии. Непосредственный контакт не виден, но, по данным Н. В. Бессонова, в низах толщи имеется пласт конгломерата, мощностью до 4 м. Выше по разрезу встречаются серые мелкозернистые песчаники с тонкими прослойками песчано-глинистых и углистых сланцев; мягкие светло-серые тонкозернистые глинистые песчаники с линзами песчанистых мергелей с отпечатками древесных листьев; *Acer arcticum* Неег, *Cephalotaxus olriki* Рах.; песчаники сизо-серые мягкие, мелкозернистые, неслоистые, с угловатой галькой, с крупными песчаными и мелкими углистыми конкрециями; в песчаниках и конкрециях найдена фауна: *Turritella* sp., *Cardium* sp., *Ostrea* sp.

Над этими породами в илистых песках и мягких песчаниках наблюдаются частые тонкие песчано-углистые прослойки, линзочки и тонкие прослойки блестящего угля.

Относительно характера верхней части видимого здесь разреза толщи у нас нет наблюдений, но у тектонического контакта с породами свиты Кинкильского мыса Н. В. Бессонов указывает серые, преимущественно мелкозернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев и изредка с песчаными конкрециями.

Общая мощность обнажающегося здесь разреза толщи около 200—250 м.

Более полно разрез тигильской толщи представлен на морском берегу по обе стороны от устья р. Анадырки и по ее долине. На морском берегу можно видеть трансгрессивное залегание, с угловым несогласием, тигильской толщи на породах туфо-сланцевой серии. Разрез толщи пачкается крупногалечным зеленовато-серым конгломератом, в верхней части с линзами слоистого песчаника; мощность конгломератов, по Н. В. Бессонову, около 70 м. Выше следуют песчаники зеленовато-серые тонкозернистые, тонкослоистые с углистыми растительными отпечатками и конкрециями песчаного мергеля, затем в устье Анадырки — песчаники и пески тонкозернистые, тонкослоистые с конкрециями мергеля, с отпечатками листьев *Juglans rugosa* L. e s g. и со сложным пластом бурого угля мощностью 3,5 м.

Для полной характеристики продолжения разреза толщи к северо-востоку от устья р. Анадырки, ввиду плохой обнаженности, имеющихся наблюдений оказалось недостаточно.

Ближе к кровле разреза наблюдается чередование грубозернистых слоистых песчаников и галечников, заключающих углистые остатки и куски окрепневших и обуглившихся стволов. Верх разреза сложен грубозернистыми песчаниками с линзами галечника, щебневатыми конгломератами. Вверху наблюдается согласный переход через туфы тевицкого горизонта к разрезу вулканогенной свиты Кинкильского мыса.

Общая мощность тигильской толщи по описанному разрезу морского берега в районе устья р. Анадырки достигает 700 м. Породы здесь залегают моноклинально с наклоном к северо-востоку, причем это залегание осложнено вторичной складчатостью.

Разрез тигильской толщи в долине р. Анадырки изучался в том же 1932 г. Н. В. Тугановым [1933 (ф)], производившим геолого-поисковые и разведочные работы на уголь. По Н. В. Туганову, неполная мощность этой толщи (в его описании — нижнетретичной свиты) составляет 850 м. В ней, в разрезе по ключу Угольному, он выделяет нижнюю «пачку» — 400—500 м, представленную базальным конгломератом, грубозернистыми песчаниками и песчанистыми сланцами, и верхнюю «угленосную пачку» мощностью 340 м, выраженную пестрым чередованием мелко- и тонкозернистых песчаников и сланцев, с концентрической отдельностью, содержащих 14 пластов угля, мощностью от 0,8 до 3,10 м, при суммарной мощности в 22 м. Указываются отпечатки флоры и фауны, особенно в кровле и в подошве XIII пласта.

Палеонтологически охарактеризованные отложения тигильской толщи встречены на морском берегу к северо-востоку от устья р. Лесной, против о-ва Чемецтрт. Здесь наблюдается толща светло-серых мягких слоистых песчаников, с прослоем крупных конкреций песчаника и иногда с редкой галькой. В конкрециях найдена фауна *Cardium snatolensis* L. K r i s h t., *Nemocardium* cf. *kovat-*

schensis L. K r i s h t., *Pitaria chemetschensis* L. K r i s h t., *Solen ex. gr. snatolensis* S l o d k., *Mastra (Spisula)* sp., *Ostrea* sp. (cf. *O. kovatschensis* S l o d k.), *Polinices* sp.

Стратиграфически выше по береговому разрезу вскрываются пласты туфов биотитового трахита (тевинский горизонт), залегающие в подошве свиты Кинкильского мыса. Хотя здесь не виден непосредственный контакт между трахитовыми туфами и подстилающими породами тигильской толщи, залегание между ними нужно предполагать согласным, аналогично разрезу морского берега к северо-востоку от устья р. Анадырки.

Значительный участок морского берега по обе стороны от устья р. Ванявовеем сложен породами тигильской толщи, обнаруживающими складчатое залегание. В западной складке верхняя часть разреза толщи представлена коричневато-серыми слоистыми песчаниками с прослоями таких же более твердых песчаников. В более нижней части разреза у устья р. Ванявовеем вскрывается мощный угленосный горизонт, состоящий из чередования глинистых мелко- и тонкозернистых песков, песчаников, мягких песчаных глин и прослоев бурого угля.

Тигильская толща, совместно со свитой Кинкильского мыса, слагает большой участок берега между мысом Татоляна и устьем р. Теви. Породы сложены в ряд мелких складок, осложненных многочисленными нарушениями, благодаря чему наблюдается повторение одних и тех же горизонтов. Тигильская толща здесь представлена светло-сизо-серыми тонко- и мелкозернистыми песчаниками, слоистыми, с углистыми остатками и налетами по наслоению и с прослоями серых песчаных глин, реже с прослоями углистых песчаников. Слоистость хорошо выражена, часто встречается тонкоплитчатая отдельность. Мощность видимого разреза не превосходит здесь, по-видимому, 300 м.

Тектонические контакты с подстилающей свитой Кинкильского мыса следует трактовать как небольшие взаимные перемещения двух согласно залегающих толщ, резко различных по составу и свойствам пород. Эти перемещения вызваны различной реакцией этих толщ на складчатость.

В Тигильском районе для нижней части тигильской толщи, кроме песчаников и прослоев углей, характерно также присутствие конгломератов.

В Паланском районе в разрезе толщи у устья р. Паланы прослой конгломератов имеют подчиненное значение. На морском берегу у р. Анадырки конгломераты образуют мощный горизонт в подошве толщи; встречаются они также и выше по разрезу над угленосным горизонтом. В устьях рр. Карынлын, Керемчан, на мысу Геяклен, в устье р. Инчеуток и под Кинкильским мысом в месте разреза, отвечающем верхам тигильской толщи, залегают согласно под вулканогенными (туфобрекчия с горизонтами лав)

образованиями свиты Кинкильского мыса мощные галечники и щебневатые слабо сцементированные конгломераты с прослоями и линзами тонкозернистых зеленовато-серых песчаников различной степени плотности, с углистыми прослоями и обломками древесины (устье р. Карылыны).

Нижняя граница песчано-конгломератовых отложений не выяснена из-за тектонических контактов и перерывов в обнажениях. В разрезе у устья Ипсутока, где видимая мощность песчано-конгломератовых отложений около 1000 м, можно предполагать, что тигильская толща представлена здесь на полную мощность, будучи выражена в галечниковой фации.

В устье р. Кенкандалаца верхи тигильской толщи выражены чередованием мелко- и грубозернистых песчаников с прослоями зеленого конгломерата из галек эффузивной породы порфировой структуры. В разрезе встречаются песчаные прослои с пропластками блестящего угля.

Все описанные разрезы тигильской толщи находятся в полосе побережья; сюда следует отнести и выходы песчаников в ядре антиклинальной складки в нижнем течении р. Лесной. Отложения тигильской толщи внутри района не были обнаружены.

Таким образом, представление о нормальном разрезе тигильской толщи в исследованном районе приходится строить путем сведения разрозненных частей ее разреза. Толща залегает трансгрессивно, с угловым несогласием на до третичных породах. Низы толщи представлены мощными галечниками и конгломератами с подчиненными линзовидными прослоями песчаников. Выше залегают преимущественно песчаные отложения, в средней части с мощным угленосным горизонтом. Верх разреза выражен вновь разнообразными песчаниками, причем по побережью верх разреза и, возможно, толща в целом выражены в галечниковой фации.

Отождествление описанных отложений с тигильской толщей Тигильского района было сделано на основании совокупности палеонтологических данных, аналогии в характере, в составе осадков, положении и условиях залегания в разрезе. Из нижней половины толщи была определена флора: *Cephalotaxus Olriki* Р а х., *Acer arcticum* Неег, *Juglans rugosa* Лесг.

Acer arcticum Неег встречен по всему разрезу тигильской толщи в Тигильском районе и в подкагернской свите побережья Пенжинской губы. Этот вид описан только из верхнемеловых и эоценовых отложений северного полушария.

Cephalotaxus Olriki Р а х. и *Juglans rugosa* Лесг. встречены впервые в ископаемой флоре Западной Камчатки. Оба эти вида встречаются в эоцене и заходят в низы олигоцена в северо-западной Америке.

Стратиграфически ниже в этом разрезе были определены: *Cardium* sp., *Ostrea* sp., *Turritella* sp.

Из верхов разреза тигильской толщи определена следующая фауна: *Cardium snatolensis* L. K r i s h t., *Hemocardium* cf. *kovatschensis* L. K r i s h t., *Pitaria chemetschensis* L. K r i s h t., *Macrocalista chemetschensis* L. K r i s h t., *Mastra (Spisula)* sp., *Ostrea* sp. (cf. *O. kovatschensis* S l o d k.), *Solen* ex gr. *snatolensis* S l o d k., *Polinices* sp.

Все эти виды, по Л. В. Криштофович [1937 (ф)], встречаются в верхах тигильской толщи в Тигильском районе, причем *Cardium snatolensis* является руководящей формой для самой верхней зоны толщи.

В Паланском районе тигильская толща согласно перекрывается вулканогенной свитой Кинкильского мыса, имеющей в низах верхнеолигоценовую флору.

В Тигильском районе тигильская толща также залегает трансгрессивно на дотретичных отложениях и согласно перекрывается верхнеолигоценовой ковачинской свитой. Общим для толщ обоих районов является их литологический состав разреза, представленный в обоих случаях конгломератами, песчаниками, песчанистыми сланцами и прослоями углей.

По Л. В. Криштофович [1937 (ф)], возраст охарактеризованной фауной верхней половины тигильской толщи в Тигильском районе устанавливается в границах эоцен — нижний олигоцен; нижняя треть толщи хорошо охарактеризована флорой низов палеогена с явными следами преемственной связи с верхнемеловыми флорами [Б. Ф. Дьяков, 1938 (ф)]. Возраст флоры из базальных конгломератов толщи на мысе Омгон определялся А. И. Поярковой [1935 (ф)] и Э. Н. Кара-Мурза [1939 (ф)] в границах эоцен — верхний мел.

Таким образом, по фауне из верхней части толщи и по флоре из низов толщи, возраст ее следовало бы считать в границах верхний мел — нижний олигоцен.

Большинство исследователей, работавших в Тигильском районе, помещали тигильскую толщу целиком в палеоген, исходя из того, что толща залегает трансгрессивно на верхнесенонских отложениях. Однако, поскольку в разрезе отложений, подстилающих тигильскую толщу, пока отсутствуют самые верхи мела (датский ярус), можно было бы с известным основанием считать, что трансгрессия Тигильского моря могла начинаться еще в верхнем мелу. С другой стороны, одновременность ее нижней границы не является обязательной. Моменты наступления трансгрессии по западному побережью могли в одном месте отвечать времени верхнего мела, в другом — нижнего палеогена.

Отсюда вытекает, что проявление орогенической фазы, предшествующей тигильской трансгрессии следовало бы приурочивать к самому верху мела; взаимоотношение же датского яруса с нижним палеогеном может оказаться в виде согласного постепенного перехода, как это и отмечается Б. Н. Елисеевым в Анадырском

крае, имеется на Аляске и предполагается рядом авторов на Сахалине.

В районе побережья Пенжинской губы, к северу от исследованной площади, безусловным аналогом тигильской толщи является подкагернская свита Н. М. Маркина [1938 (ф)]. Нижняя часть ее разреза не охарактеризована палеонтологически и находится в тектонических контактах с более молодыми отложениями. Это оставляет открытым вопрос о возрасте нормальной нижней границы свиты, а также об ее взаимоотношении с подстилающими верхнемеловыми отложениями, среди которых также не встречено самых верхов мела (датский ярус).

Свита Кинкильского мыса

(Верхний олигоцен — миоцен)

Под таким названием, по месту своего типичного развития (м. Кинкильский), нами выделен своеобразный комплекс сплошь вулканогенных образований, широко развитых в Паланском районе. Большие площади сложены этой свитой в прибрежной полосе между р. Анадыркой и крайним северо-восточным пунктом маршрута по берегу моря, на р. Теви, в бассейнах нижнего течения рр. Лесной и Кинкиля. Изолированными, сравнительно небольшими полями отмечаются породы этой свиты на р. Палане и по морскому берегу к юго-западу от р. Паланы.

В типичных разрезах по морскому берегу между р. Инчуток и р. Кинкиль и к северо-востоку от устья р. Теви свита представляет интересный по генезису комплекс чередующихся пирокластических отложений и горизонтов эффузивных пород. Туфы и нормально осадочные туфогенные песчаники имеют в ней подчиненное развитие и приурочены, главным образом, к ее низам. В свите Кинкильского мыса встречаются секущие дайки эффузивных пород.

Пирокластические отложения выражены грубой туфобрекцией, без признаков слоистости, состоящей из угловатых обломков различной величины эффузивных пород, преимущественно моногенного состава (пироксеновый андезит). В цементе — аггломератовый туф, иногда чрезвычайно уплотненный и крепко связывающий туфобрекцию.

Туфобрекчия чередуется с горизонтами эффузивных пород, мощностью 1—2 м, а выше по разрезу до 10 м и более. По составу, в подавляющем большинстве случаев, — пироксеновый андезит, реже — роговообманковый андезит. Отдельность массивная, часто тонкоплитчатая, имеющая характер рассланцованности. Однако вряд ли это будет в действительности рассланцованность, обусловленная тектоникой, так как такую же тонкоплитчатую отдельность мы наблюдали в лавах четвертичного эффузивного комплекса

на восточном побережье Камчатки. Более правильно видеть причину такой отдельности в составе лавы и в условиях ее охлаждения.

Туфы — аггломератовые и тонкозернистые, плотные, того же пироксенового андезита, имеют подчиненное развитие; они встречаются, главным образом, в низах толщи, где характер обломков туфобрекчий изменяется в сторону большей окатанности, заметной слоистости и где изредка наблюдаются прослойки конгломерата.

На мысу Гейаклен, в низах свиты, между двумя горизонтами туфобрекчий с пластовыми залежами эффузивных пород, наблюдается слоистая пачка, мощностью в 24 м, глинистых туфогенных песчаников с галькой и углистыми прослойками, с обломками окаменевшей древесины, внизу с прослоями слоистого кремнистого мергеля с углистыми остатками и отпечатками листьев *Populus xantholithensis* Knowlt, *Juglans acuminata* A. Br., *Corylus Mac Quarrii* Heeg, *Quercus* sp., *Viburnum* cf. *Nordenskioldii* Heeg.

Появление в низах толщи нормально осадочных песчаных пород отмечено и в других участках морского берега; труднее это установить в разрезах по рекам, ввиду недостаточной обнаженности.

По долинам рек, протекающим среди поля развития пород свиты Кинкильского мыса, наблюдаются те же туфобрекчий и чередования с горизонтами лав, причем горизонты последних имеют большую мощность, чем в разрезе морского берега. Очень часто, ввиду плохой обнаженности, фиксируются только разрозненные выходы эффузивных пород, условия залегания которых остаются неизвестными.

Характерным для пород свиты, особенно в разрезе по морскому берегу, является присутствие халцедона, кальцита, амелиста в виде мицелии, прожилок и жеод различной величины. Жеоды амелиста встречаются до 0,30—0,40 м в диаметре, жилы кальцита до 0,80 м (мыс Гейаклен), но мощность их сильно колеблется на коротком расстоянии. Эти образования были подробно описаны Эрманом [1840].

Породы свиты часто секутся дайками пироксенового андезита; реже встречаются более молодые дайки базальтов.

Структура и взаимоотношение различных пород (туфобрекчий, лавы, туфы), слагающих разрез свиты Кинкильского мыса, позволяют утверждать, что образование последней происходило в результате частого чередования во времени выбросов пирокластических продуктов (туфобрекчий) и излияний лав. Горизонты лав незначительной мощности (от 1 до 10 м), но часто чередующиеся с туфобрекчиями, генетически являются покровами наземных (и частью подводных) излияний из густой сети трещин и небольших эруптивных очагов. За это говорит обжиг туфобрекчий в виде

красно-бурой и кирпично-красной окраски с уплотнением цемента— явления очень часто наблюдаемого в подошве горизонта лав, причем, чем мощность горизонта больше, тем шире зона контактных изменений. Конечно, наряду с покровами лав имеются и пластовые внедрения, но они так же, как и секущие дайки, не вызывают явлений обжига в контакте с туфобрекчией.

Тевинский горизонт.

В основании свиты Кинкильского мыса, в зоне перехода к подстилающим отложениям тигильской толщи в разрезе морского берега и у сел. Лесного выделяется горизонт, содержащий грязно-белые аггломератовые туфы офитового фельзит-порфира (обн. 40), туфы биотитового трахита (обн. 82) и витрокластического биотитового андезита (обн. 210). Выжатая линза туфа биотитового трахита отмечается по контакту свиты Кинкильского мыса и верхов тигильской толщи у устья р. Тевы.

На рр. Тевы и Оветкотоне внизу видимого разреза свиты Кинкильского мыса залегает, по-видимому, тот же горизонт, но сильно возросший в мощности и выраженный лавами и туфами сильно измененных кварцевых порфиров и фельзит-порфиров.

В других местах, ¹ внутри района, к низам свиты Кинкильского мыса приурочены мощные выходы кислых лав: биотитовые дациты (р. Тевы, р. Оветкотона), липариты (р. Реельваам) и, очевидно, синхроничные им трахиты на р. Пятибратской.

Кислые туфы в основании разреза свиты Кинкильского мыса следует рассматривать как пирокластическую фацию кислых лав. Тогда легко объяснимо наблюдающееся значительное колебание мощности тевинского горизонта от 25 м (обн. 40) до 500 м и более (обн. 264) на р. Тевы, т. е. мощность возрастает с приближением к очагу излияния.

С кислыми лавами и их туфами тевинского горизонта тесно связаны и обнаруженные в разрезе по морскому берегу прослой кеф-фекилита (кил).

¹ Выходы кислых липарито-дацитовых лав указываются также и на восточном склоне Среднего Камчатского хребта, между реками Дранкой и Тымлат [Б. Т. Тишков и др., 1954 (ф)]. Авторы не выделяют их из состава неогеновой туфо-андезитовой толщи, но считают, что в разрезе этих лав была найдена галька андезитов.

В соседнем к югу Укинском районе также выделена в разрезе туфо-андезитовая свита (туфогенные песчаники, андезиты, андезито-базальты, туфы, туфобрекчии), указываются находки в ней миоценовой фауны. К сожалению, не уточняются условия залегания этой свиты и, в частности, какова степень ее диссоциированности [В. Т. Дьяченко и др., 1954]. Не указано также взаимоотношение с другими породами липаритово-дацитовых лав и их туфов, развитых здесь в виде небольших куполов. *Ред.*

Таким образом, только в самом начале вулканической фазы, давшей материал для образования свиты Кинкильского мыса, происходили излияния кислых лав. Почти сразу же их сменили андезитовые лавы однообразного состава по всему разрезу от толщи свиты.

Породы свиты Кинкильского мыса всюду обнаруживают складчатое строение, с углами падения до 45°. Характерны для нее очень частые сбросы и почти всегда тектонические контакты с подстилающими более древними породами.

Полная мощность свиты осталась невыясненной. Максимальная ее мощность в разрезе по морскому берегу достигает 2500 м. В других естественных разрезах мощность значительно меньше.

В породах свиты не обнаружено органических остатков, за исключением находок флоры в основании разреза свиты на мысу Гейаклен и на р. Инваям.

С мыса Гейаклен были определены: *Populus xantholithensis* K n o w l t, *Juglans acuminata* A. B r., *Corylus Mac Quarrii* H e e r, *Vilburnum* cf. *Hordenskioldii* H e e r и с р. Инваям *Sequoia Landsdorfii* H e e r, *Acer arcticum* H e e r.

В флоре с мыса Гейаклен все виды, за исключением *Juglans acuminata* A. B r., встречены в комплексе флоры тигильской толщи в Тигильском районе. В возрастном отношении эти виды встречаются в диапазоне верхний эоцен — олигоцен. Наличие *Corylus Mac Quarrii* H e e r, заходящей в нижний миоцен (верхнедуйская свита Сахалина), и *Juglans acuminata* A. B r. (олигоцен — нижний миоцен) позволяет сопоставлять отложения с этой флорой с верхами тигильской толщи Тигильского района.

Во флоре с р. Инваям *Sequoia Landsdorfii* H e e r — вид с большим вертикальным диапазоном, но *Acer arcticum* H e e r — форма, характерная для нижней половины тигильской толщи Тигильского района. Судя по этому виду, очень возможно, что породы свиты Кинкильского мыса с флорой по р. Инваям должны быть отнесены к тигильской толще Тигильского района.

Таким образом, возраст низов свиты Кинкильского мыса нужно считать олигоценным.

В разрезе по р. Кинкиль свита трансгрессивно перекрывается озерновской толщей, имеющей в базальном конгломерате верхнемиоценовую фауну. Из сопоставления с нормальным разрезом Тигильского района следует, что свита Кинкильского мыса является стратиграфическим аналогом ковачинской и части разреза воямпольской толщ Тигильского района. На этом вопросе следует остановиться подробнее.

В разрезе третичных отложений Тигильского района вулкано-генные образования, тождественные по структуре свите Кинкильского мыса, описаны Б. Ф. Дьяковым [1936] под названием «второй группы изверженных пород», а позже — под названием «утхо-

локской толщи» (андезиты, туфобрекчии, туфы), и выделяются как вулканогенные фации верхов тигильской и почти всей ковачинской толщ. Эти же вулканогенные породы под названием «андезиты и туфы Утхолокского мыса», по И. Б. Плешакову. [1939], приурочены к стратиграфическому перерыву между ковачинской и воямпольской толщами, т. е. к границе олигоцена и миоцена. Кроме этих очевидных вулканогенных образований, в разрезе палеоген — миоцена Тигильского района установлена обильная примесь туфогенного материала, причем по генезису, составу и в количественном отношении выясняется некоторая закономерность изменений по разрезу. Так, в многочисленных изученных образцах из разреза верхней трети тигильской толщи Тигильского района туфогенный материал присутствует в виде переотложенных обломков эффузивных пород и их минералов, но нет пирокластического материала (вулканическое стекло, пепел). В пирокластической фации туфогенный материал появляется в виде залегающей ковачинской толще, вначале в виде тонких прослоев вулканического туфа или пепла, дающих при выветривании жирные глины (бентониты). Количество туфогенного материала увеличивается вверх по разрезу и воямпольская толща уже имеет резко туфогенный характер со своими опоквидными сланцами и прослоями туфов.

Наличие пирокластического, хотя и очень мелкозернистого материала в осадках ковачинской толщи и воямпольской толщи является хорошим доказательством вулканической деятельности, проявлявшейся в это время в смежных областях. Следовательно, в то время как в Паланском районе происходило за счет этой вулканической фазы накопление мощных пирокластических и излившихся образований свиты Кинкильского мыса, в Тигильском районе на большей части территории отлагались нормальные осадочные отложения ковачинской и воямпольской толщ, обогащенные только примесью тонкого пирокластического и туфогенного материала. Только в отдельных местах здесь имело место развитие эффузивов, аналогичных по времени и характеру породам свиты Кинкильского мыса.

Сопоставление последней с ковачинской и воямпольской толщами также подтверждается и отсутствием в Паланском районе отложений, которые по положению в разрезе (если не считать свиты Кинкильского мыса), по литологическому составу и фауне были бы аналогичны породам этих толщ. ¹

¹ В настоящее время до уточнения возраста самых низов разреза озерновской толщи в бассейне р. Кинкиль (см. обн. 154, 184, 204) следует оставить пока открытым вопрос об отсутствии в Паланском районе аналогов по литологическому составу и фауне, по крайней мере, верхней части разреза воямпольской толщи. *Ред.*

В районе побережья Пенжинской губы несомненным аналогом свиты Кинкильского мыса является свита мыса Дальнего Н. М. Маркина [1938 (ф)], выраженная переслаиванием туфобрекчий, туфоконгломератов, андезитовых туфов и андезитов (авгитовых и пироксеновых). Эта свита дислоцирована, в естественных разрезах залегает выше подкагернской свиты — аналога тигильской толщи, и перекрывается трансгрессивно рекинникской свитой — аналогом части разреза нашей озерновской толщи.

В самом Паланском районе свита Кинкильского мыса и базальто-туфовая свита Н. В. Бессонова являются разными наименованиями одних и тех же образований.

В пределах Камчатки ¹ возможными аналогами свиты Кинкильского мыса являются на восточном побережье сходные с ней по составу и структуре вулканогенные образования кроноцкой свиты [Л. А. Гречишкин, 1935], аггломерато-туфовой толщи Валагинского хребта и часть разреза свиты Столбовских хребтов района Нерпичьего озера [М. Ф. Двали, 1936]. Однако их стратиграфическое положение пока еще недостаточно ясно.

Озерновская толща

(верхний миоцен — плиоцен)

Отложения озерновской толщи являются верхним членом третичного разреза. Наименование присвоено по месту наибольшего развития в районе озера Паланского; значительные площади сложены озерновской толщей в долине среднего течения р. Паланы, на р. Кинкиле и на р. Пятибратской; на остальной площади породы толщи встречены изолированно в небольших синклиналях. Таким образом, вся южная часть района является областью господствующего развития озерновской толщи.

Благодаря плохой обнаженности (рыхлый характер пород при умеренной складчатости) имеющихся наблюдений явно недостаточно для составления полного нормального разреза толщи. Поэтому целесообразно дать краткое описание отдельных разрезов, объединенных здесь под названием «озерновская толща».

¹ На противоположном, восточном склоне Срединного Камчатского хребта Б. Т. Тишковым и др. [1954 (ф)] выделена в разрезе туфо-андезитовая толща (туфы, туфобрекчии, андезиты, андезито-базальты), отнесенная к неогену и залегающая якобы трансгрессивно и несогласно на туфах ковачинской толщи. Эту туфо-андезитовую толщу можно было бы сопоставить с вулканогенной свитой Кинкильского мыса Паланского района, но то обстоятельство, что авторы указывают в ряде случаев на горизонтальное залегание пород туфо-андезитовой свиты, делает такое сопоставление маловероятным. Не будет ли эта туфо-андезитовая толща относиться к четвертичному вулканогенному комплексу, по крайней мере на тех участках разреза, где наблюдалось горизонтальное ее залегание? *Ред.*

В нижнем течении р. Пятибратской отложения озерновской толщи слагают широкую пологую синклиналь. На западном крыле синклинали породы толщи по тектонической поверхности налегают на отложения туфо-сланцевой серий. Внизу разреза толщи у тектонического контакта залегают буровато-серые, песчаные глины и тонкозернистые мягкие песчаники с орешковой отдельностью; выше — разнотернистые, неслоистые сизо-серые песчаники с включением мелкой гальки и углистых остатков. В массе песчаника выделяются участки известковистого песчаника с конкреционным сложением. Стратиграфически выше, по склону правобережной террасы р. Пятибратской, залегают мелкозернистые глинистые песчаники с конкрециями песчанистого мергеля, с мелкой галькой и растительными остатками. Над ними переслаивание разнообразных, преимущественно мелко- и грубозернистых песчаников, рыхлых и плотных, слоистых и массивных с конкреционной отдельностью, с единичными прослойками конгломератов и песчаных глин. В кровле залегает песчаник с обильной фауной моллюсков.

Из описанного разреза толщи, имеющего здесь мощность около 500 м, определена следующая фауна: *Acila divaricata* (Hinds), *Nuculana* sp., *Yoldia convexa* Slodk., *Y. cf. scissurata* Dall, *Y. sp.*, *Cardita pacifera* Yok., *C. kinkilana* Slodk., *Taras* sp., *Cardium* sp., *Laevicardium (Cerastoderma) meckianum* (Gabb.), *L. (Cerastoderma) shinjiense* Yok., *Liocyma* sp., *Macra (Spisula) hemphilli* Dall, *Thracia cf. pubescens* Pult., *Mya arenaria* var. *japonica* Jaу., *M. truncata* L., *Ostrea* sp., *Crenella* sp., *Turritella* sp., *Cancellaria* sp.

На восточном крыле синклинали внизу разреза толщи (обн. 114) найдены: *Yoldia supraoregona* Khom., *Laevicardium (Cerastoderma) cf. shinjiense* (Yok.).

Сравнение списка видов со списком фауны из миоценовых и плиоценовых отложений Тигильского района позволяет сделать следующие замечания. Общих видов со списком фауны воямпольской толщи здесь нет, за исключением *Laevicardium (Cerastoderma) shinjiense* (Yok.), которую И. Б. Плешаков [1939] указывает в средней и верхней части воямпольской толщи. Но этот вид, по В. С. Слудкевичу [1938], заходит и в нижний отдел кавранской толщи, а вообще распространен в пределах всего миоцена и плиоцена.

С кавранской толщей общими видами являются: *Acila cf. divariata* (Hinds), *Yoldia, convexa* Slodk., *Y. cf. scissurata* Dall, *Y. supraoregona* Khom., *Laevicardium (Cerastoderma) shinjiense* (Yok.), *Thracia pubescens* Pult., *Mya arenaria* var. *japonica* Jaу; из них *Yoldia cf. scissurata* Dall очень близка к *Yoldia kuluntunensis* Slodk., встреченной в кавранской толще в бассейне р. Поворотной [М. Ф. Двали, 1939]. Из этих видов с более

узким возрастным распространением являются только *Yoldia supraoregona* F h o m. (средний и верхний плиоцен).

Виды, обнаруженные только в разрезе по р. Пятибратской: *Cardita pacifera* Y o k., *Cardita kinkilana* S l o d k., *Macra (Spisula) hemphilli* D a l l. Из них *C. kinkilana* S l o d k. — новый вид, встреченный еще в разрезе озерновской толщи на р. Кинкиль. *Cardita pacifera* Y o k., по В. С. Слудкевичу, не поднимается из миоцена в плиоцен; *Macra (Spisula) hemphilli* D a l l распространена в плиоценовых и плейстоценовых отложениях Калифорнии.

Таким образом, комплекс фауны из отложений с р. Пятибратской говорит за плиоценовый возраст (этому несколько противоречит наличие миоценовой *Cardita pacifera* Y o k.). Наличие ряда общих видов позволяет отождествить эти отложения с частью разреза кавранской толщи Тигильского района, имеющей в целом возраст в границах верхний миоцен — плиоцен. Больше оснований считать, что отложения с р. Пятибратской отвечают нижней части разреза, но не самым низам кавранской толщи, так как в комплексе фауны нет ни одного вида из числа руководящих для верхней части кавранской толщи и в то же время нет общих видов и с горизонтом базальных конгломератов. Этот вывод подтверждается и условиями залегания озерновской толщи. Низы разреза толщи срезаны тектонической поверхностью, верхи же разреза слагают ядро синклинали, скрытое под четвертичными отложениями.

Отложения озерновской толщи в разрезе по р. Кинкиль залегают среди поля развития свиты Кинкильского мыса. В нижнем течении реки толща представлена нижней частью (мощность 500 м) своего разреза в составе: внизу — базальные конгломераты, видимой мощностью 7 м, из крупных и мелких валунов и галек эффузивных пород; выше — мелкозернистые плохослойистые песчаники с редкой галькой и включением кусочков глин; кроме того, здесь встречаются линзы крепких песчаников и мелкие песчаные конкреции с фауной. Из песчаников определена фауна: *Yoldia longissima* S l o d k., *Cardita pacifera* Y o k., *C. denudata* S l o d k., *C. tokunagai* Y o k., *Laternula* sp. (cf. *L. kovatschensis* I l y i n a), *L. besshoensis* (Y o k.), *Thyasira* sp., *Liocyma* sp., *Mya arenaria* var. *japonica* J a y, *M.* cf. *paternalis* M a t s., *M.* ex gr. *arenaria* L., *Ostrea* sp., *Mytilus* sp., *Natica* sp., *Psephae prevostiana* (G r o s s e) var. *oregonensis* (D a l l).

В этом списке *Cardita denudata* — новый вид; *Cardita pacifera* и *Mya* cf. *paternalis* — миоценовые виды, не известные¹ пока в неогеновых отложениях Тигильского района. *Mya arenaria* var. *japo-*

¹ *Cardita pacifera* Y o k. приводится Б. Ф. Дьяковым [1947] в списке фауны ичинской свиты (аналог верхней половины разреза воямпольской толщи). Ред.

nica J a y — широко распространенный вид в миоцене и плиоцене, известен из воямпольской и кавранской толщ; такие виды как *Cardita tokunagai* (Y o k.), *Yoldia longissima* S l o d k., *Laternula besshoensis* (Y o k.) характерны для миоценовой воямпольской толщ, последний вид поднимается в нижний отдел кавранской толщ. По мнению А. П. Ильиной [1939 (ф)] отложения с этой фауной, судя по присутствию *Cardita tokunagai* и *Yoldia longissima*, следовало бы параллелизовать со средней частью воямпольской толщ. Однако *Laternula besshoensis* (Y o k.), типичная для верхов воямпольской толщ, позволяет несколько повысить их стратиграфическое положение.

Более полно отложения озерновской толщ представлены в широкой, осложненной складчатостью синклинали в районе г. Байдарной. Здесь, в западном крыле синклинали в непосредственной близости к свите Кинкильского мыса в подошве разреза залегают конгломераты из гальки эффузивных пород и туфов с обильной фауной: *Cardita kinkilana* S l o d k., *Taras orbellus* (G l d.), *Macoma* cf. *optiva* Y o k., *Mya arenaria* L. var. *japonica* J a y, *Nuculana* (*Sacella*) *taphria* (D a l l).

После перерыва в обнажениях, стратиграфически выше, судя по падению пород, залегают глинистые песчаники конкреционного сложения. В ядре синклинали наиболее верхней, в доступном наблюдению разрезе, является пачка (мощностью 20 м) грубозернистых и крупнозернистых песчаников с рассеянной галькой, гравием, с кусочками глин, с подчиненными прослойками плохо сцементированных конгломератов и рыхлых песков. Характерно наличие пемзовой гальки. В песчаниках встречается богатая фауна *Glycimeris snatolensis* S l o d k., *Cardita* cf. *beringeana* S l o d k., *Liocyma* sp., *Tellina aragonia* D a l l, *Mactra* (*Spisula*) *polynyma* S t i m p s., *M.* sp., *Mya arenaria* L. var. *japonica* J a y, *Pecten swiftii* B e r n. var. *etcheuini* A n d., *Natica janthostoma* D e s h., *Crepidula grandis* M i d d., *Turritella* sp.

Состав пород верхней части разреза толщ под покровом лав г. Байдарной и на ее склонах остался невыясненным.

Комплекс фауны из пизов толщ (конгломераты и песчаники) имеет следующие общие виды с верхним отделом воямпольской толщ Тигильского района: *Taras orbellus* (G l d.), *Macoma optiva* Y o k., *Nuculana* (*Sacella*) *taphria* (D a l l), *N.* (*Nuculana*) *wajampolkana* S l o d k. Эти отложения следует параллелизовать с самыми верхами воямпольской толщ или низами кавранской толщ Тигильского района.

Все виды списка фауны из верхней части разреза (обн. 182) входят в комплекс верхнего отдела кавранской толщ Тигильского района. Возраст этого отдела В. С. Слудкевич (1938) определяет верхним плиоценом. Однако, как и следовало ожидать из условий залегания, здесь отсутствуют руководящие виды этолонской свиты.

[Б. Ф. Дьяков, 1939 (ф)], занимающей самую верхнюю часть верхнего отдела кавранской толщи.

На перевале из р. Кинкиль в долину р. Паланы обнажаются конгломераты и песчаники (обн. 104), по составу и характеру тождественные аналогичным породам из низов озерновской толщи на р. Кинкиль. Отсюда определены: *Cardium (Acantocardium) reedi* Loel et Cor., *Taras harfordi* And., *Thracia cf. schenski* Teg l., *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jay, *Papyridea harrimani* Dall.

В этом списке три последних вида неизвестны из отложений древнее миоцена. Присутствие верхнеолигоценовой *Thracia cf. schenski* Teg l. и *Cardium (Acantocardium) reedi* Loel et Cor., определенного В. С. Слодкевичем из тигильской толщи, заставляет понижать возраст этих пород и сопоставлять их с верхами тигильской толщи. Но этому противоречат условия залегания, состав пород и наличие других видов, не опускающихся в верхний олигоцен. В итоге больше оснований поставить под сомнение точность определения двух первых видов и параллелизовать эти отложения с низами озерновской толщи на р. Кинкиль.

Отложения озерновской толщи покрывают большую площадь в окрестности озера Паланского и в долине среднего течения р. Паланы. К сожалению, и здесь из-за плохой обнаженности доступны наблюдению только отдельные части разреза, взаимное положение которых не всегда ясно.

К северо-востоку от озера в подошве правого склона долины на выветрелых порфировых базальтах лежат горизонтально или с очень пологими углами падения бурые мелкозернистые мягкие песчаники с рассеянной угловатой галькой, прослоями грубозернистого песка и щебневатого галечника из галек эффузивных пород туфо-сланцевой серии. В песчаниках найдена фауна: *Yoldia cf. ochotensis* Khom., *Y. sp.* (cf. *Y. kuluntunensis* Słodk.), *Cardium (Papyridea) kipenensis* sp. n., *C. sp.*, *Laevicardium (Cerastoderma) cf. californiense* Desh., *Liocyma* sp., *Tellina pulchra* (Słodk.), *T. pulchra* (Słodk.) sp. n., *T. cf. eugenia* Dall, *Macra (Spisula) polynyma* Stimp s., *Pholadidea penita* (Conr.), *Thracia condoni* Dall, *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jay, *M. ex gr. arenaria* L., *Limatula* sp., *Pododesmus macroschisma* Desh., *Terebratalia transversa* Sow. var. *coarse* L. Krish t.

Стратиграфически выше в разрезе отмечены светло-серые тонкозернистые мягкие песчаники с угловатой и концентрически скорлуповатой отдельностью и затем буро-зеленые неслоистые мелкозернистые песчаники с мелкими шаровыми конкрециями песчаника и с *Macra (Spisula) polynyma* Stimp s.

Верхняя часть разреза толщи под четвертичными покровами лав г. Массы осталось невыясненной.

В списке фауны из нижней части приведенного разреза 8 видов (из числа 13 определенных до вида, включая со знаком «cf.») встре-

чены в верхнем отделе кавранской толщи Тигильского района. По мнению А. П. Ильиной [1939 (ф)] присутствие *Pododesmus macroschisma* и *Yoldia ochotensis* указывает на более молодой возраст этих отложений, чем песчаники с фауной в разрезе озерновской толщи на р. Пятибратской.

По западному берегу озера и по р. Палане после истока ее из озера, в верхнем течении, в разрозненных обнажениях залегают дислоцированные (с углами наклона до 40°) туфогенные континентальные отложения, также отнесенные нами к разрезу озерновской толщи. Они представлены песчаниками мелкозернистыми и до грубозернистых, обычно рыхлыми, сизо-серыми с плохо выраженной слоистостью. В песчаниках подчиненные прослои щебневатых галечников, песчаных глин, а также тонкие углистые прослойки и реже прослои деревянистого лигнита. Для состава пород характерна обильная примесь туфогенного материала в виде часто встречающихся орешков и кусочков светлой пемзы, прослоек пемзового галечника и большого количества пепла, делающих иногда песчаники и глины почти белыми.

В составе песчаников много сизых с матовой поверхностью зерен халцедона, обычных вместе с галькой пемзы в отложениях кавранской толщи в Тигильском районе и на восточном склоне Срединного Камчатского хребта [М. Ф. Двали, 1939]. В описанных туфогенных континентальных отложениях не встречено фауны. Положение их в разрезе озерновской толщи недостаточно ясно. Мы склонны по построению разреза помещать их стратиграфически выше отложений с фауной на р. Пятибратской.

В границах исследованного района к разрезу озерновской толщи отнесены мягкие сизо-серые песчаники, залегающие в синклинали в нижнем течении р. Теви. В них была определена только одна плиоценовая форма *Acila (Truncacila)* sp. (cf. *A. cestrensis* H i n d s).

Таким образом, представление о нормальном разрезе озерновской толщи приходится строить путем взаимной увязки различных частей ее разреза, обнаженных изолированно друг от друга. В каждом случае, где имелаась фауна, было произведено сопоставление с ее вероятным стратиграфическим аналогом — кавранской толщей Тигильского района. В этом последнем, по стратиграфической схеме Б. Ф. Дьякова [1936, 1939 (ф)], кавранская толща залегает трансгрессивно на воямпольской толще и согласно перекрывается континентальной эрмановской толщей. Возрастные взаимоотношения следующие: воямпольская толща — нижний миоцен — средний миоцен; кавранская — верхний миоцен — верхний плиоцен и эрмановская — верхи плиоцена — плейстоцен.

Характер фауны, литологический состав и условия залегания озерновской толщи в исследованном районе позволяют сделать следующие выводы:

1. Нижняя граница озерновской толщи фиксируется на р. Кинкиль трансгрессивным залеганием, с базальным конгломератом в основании, на породах свиты Кинкильского мыса, представляющей, как было выяснено выше, стратиграфический аналог ковачинской и, вероятно, части воямпольской толщ.

2. Верхняя граница озерновской толщи осталась невыясненной. На рр. Кинкиль и Палана выше толщи залегают четвертичные лавовые покровы, но лежат ли они на озерновской толще или на более молодых отложениях — осталось невыясненным.

3. Комплекс фауны из отложений изученной части разреза озерновской толщи, ее положение в разрезе, характер отложений позволяют сопоставить ее с кавранской толщей Тигильского района, но неясность характера ее верхней границы заставляет пока сохранить за ней свое наименование.

4. Стратиграфическое положение подошвы озерновской толщи обнаруживает изменение по простираанию. Так, в нижнем течении р. Кинкиль базальные конгломераты и песчаники по фауне следует сопоставлять со средней и верхней частью воямпольской толщи, эти же конгломераты в районе г. Байдарной содержат более молодую фауну верхней части воямпольской толщи, а еще восточнее в окрестности Паланского озера базальные слои охарактеризованы фауной верхнего отдела кавранской толщи. Другими словами, с запада на восток, с приближением к Срединному Камчатскому хребту, на протяжении 60 км происходит повышение возраста подошвы толщи от среднего миоцена до верхнего плиоцена. Такое повышение возраста слишком значительно, чтобы объяснить его полностью за счет развития во времени озерновской трансгрессии. Возможно, это объясняется погрешностью в определении фауны или определении ее возраста, или мы здесь имеем две толщи, из которых одну следует сопоставлять с частью разреза кавранской, другую — с частью разреза воямпольской толщи Тигильского района. Сейчас этот вопрос неясен.

5. Возраст озерновской толщи в изученном разрезе определяется от среднего миоцена до верхнего плиоцена; верхняя неизученная часть ее разреза, вероятно, окажется аналогом континентальной эрмановской толщи Тигильского района.

Наблюдаемая неполная мощность толщи сильно колеблется, являясь максимальной на р. Кинкиль — около 1200 м.

В соседнем к северу районе побережья Пенжинской губы аналогом верхней части разреза озерновской толщи по составу отложений, характеру фауны и положению в разрезе, является рекинникская свита Н. М. Маркина [1938 (ф)], которая по фауне сопоставляется А. П. Ильиной с верхним отделом кавранской толщи Тигильского района. Интересно, что верхняя половина рекинникской свиты выражена континентальными осадками — вероятными аналогами эрмановской толщи.

Четвертичные отложения

В разрезе четвертичных отложений исследованного района выделяются (снизу вверх): эффузивный комплекс склонов Срединного Камчатского хребта, древние и современные речные и морские отложения.

Эффузивный комплекс склонов Срединного Камчатского хребта

По западному склону Срединного Камчатского хребта, особенно в верховьях рр. Лесной, Паланы, обращает внимание плоский характер вершин водораздельных междуречных отрогов, образующих борта речных долин. Отроги расчленяются глубокими боковыми балками и дают цепь плоскоусеченных возвышенностей с ненарушенными покровами эффузивных пород на вершинах. К этому генетическому ряду относятся одиночные столовые горы — останцы, расположенные далее к северу по направлению к морскому берегу.

Абсолютные отметки для некоторых столовых вершин: г. Масса — 1120 м, г. Байдарная — 691 м.

Разрез покровного эффузивного комплекса не везде однороден. По склону горы Медвежьей зубы под горизонтом эффузивных пород видны светлые рыхлые грубокластические отложения, по-видимому, туфобрекчий. На склоне горы Масса под мощным покровом залегают туфогенные пески и мелкий галечник, в котором наблюдаются еще один или два горизонта эффузивных пород. В других случаях наблюдается только верхний покров, склон ниже скрыт под осыпями.

Порода покрова с гг. Масса, Байдарная, Вуйверен определена как пироксеновый андезит. На горе Байдара, по наблюдениям Л. В. Криштофович, покров имеет превосходную столбчатую вертикальную отдельность с диаметром до 1 м.

Покровы западного склона Срединного Камчатского хребта мы параллелизуем с покровами восточного склона хребта. Во время своего зимнего маршрута мы наблюдали между р. Начикой и р. Карагой еще более ясно выраженные плосковерхие водораздельные междуречные отроги и столовые вершины, образованные покровами лав того же пироксенового андезита. Параллелизацию вероятно можно продолжить дальше, сопоставляя с покровами Столбовой тундры бассейна р. Еловки.

Древние и современные речные и морские отложения

Древние и современные речные и морские отложения выражены галечниками, песками и, реже, песчанистыми глинами. Имеются террасы с отметками до 70 м над рекой. Отложения террас с отмет-

ками более низкими, чем 8—12 м, отнесены нами к современным отложениям, поскольку образование этих террас происходило в начале последнего эрозионного цикла.

Изверженные породы

В комплексе образований, слагающих исследованный район, значительное участие принимают изверженные породы, имеющие, как показали определения В. Н. Доминиковского, весьма разнообразный состав. Они подразделяются на следующие группы:

Базальты-диабазы. Базальты оливиновые и безоливиновые имеют ограниченное распространение, наблюдаются в свите Кинкильского мыса в виде секущих даек и, может быть, пластовых залежей.

Диабаз лейкократовый слагает небольшой островок Чемевтг к северу от устья р. Лесной. Условия залегания неясны. Структура породы говорит за жильный характер.

Андезиты и порфириты. Андезиты пироксеновые, реже роговообманковые среди изверженных пород района имеют наибольшее распространение; наблюдаются в разных условиях залегания и имеют различный возраст.

В туфо-сланцевой серии, образованной существенно туфогенным материалом, наряду с кристаллическими и агломератовыми туфами пироксенового андезита, наблюдаются пластовые залежи пироксенового андезита, обычно сильно измененного. В нескольких случаях из той же толщи определены порфириты.

Поскольку андезиты, порфириты и их туфы составляют значительную часть разреза этой серии, то возраст их определяется возрастом последней, т. е. верхнемеловым. В породах серии наблюдаются секущие дайки пироксенового и роговообманкового андезита; такого же состава секущие дайки имеются и в верхнеолигоцен-миоценовой свите Кинкильского мыса. Последняя особенно богата представлена пироксеновыми андезитами, реже роговообманковыми андезитами, бедными оливином, и базальтами, образующими в свите пластовые залежи и породу туфобрекчий. Среди пироксеновых андезитов часто встречаются оливинсодержащие с псевдоморфозами опала по оливину. Обычным в андезитах является присутствие вторичного хлорита за счет разложения цветных минералов, стекла и оливина. Роговообманковые андезиты также поствулканически изменены — роговая обманка опалитизирована, присутствует иногда вторичный биотитовидный минерал.

Вопрос генезиса и возраста свиты Кинкильского мыса уже затрагивался выше.

Покровы западного склона Срединного Камчатского хребта образованы лавами пироксенового андезита. Колоссальные излияния, давшие эти покровы, происходили в раннем постплиocene и

принадлежат к мощной вулканической фазе, следовавшей за окончанием орогенической фазы, дислоцировавшей отложения озерновской толщи. По составу пород покровы западного склона одинаковы с четвертичными покровами восточного склона Срединного Камчатского хребта и покровами Столовой тундры в бассейне р. Еловки [М. Ф. Двали, 1936, 1939].

Тевинская группа. В эту группу нами отнесены довольно разнообразны по составу кислые эффузивные породы, приуроченные к низам свиты Кинкильского мыса. Тесно связанные с ними их туфы выше были описаны под именем тевинского горизонта.

По А. Н. Заваришскому, дациты, дацитовые порфиры и порфириты занимают в геологических ассоциациях такое же место, как и по петрографическим свойствам, т. е. находятся обычно вместе с липаритами или кварцевыми порфирами и с андезитами или порфиритами. На этом основании и по наблюдаемым условиям залегания мы объединяем липариты и дациты и включаем в эту же группу трахиты.

Д а ц и т ы. На р. Теви в районе г. Ирвентну и на перевале с р. Теви в р. Оветкотону среди пород свиты Кинкильского мыса внизу ее разреза наблюдаются мощные выходы светлых эффузивных пород с ржавым окрашиванием при выветривании. По-видимому, этой породой образована г. Ирвентну, на склонах которой видны большие ржаво-белые осыпи. В шлифах порода определена биотитовым дацитом. Такой же дацит отмечен на р. Оветкотоне в ядре антиклинальной складки, сложенной туфобрекчией свиты Кинкильского мыса.

В среднем течении р. Левой Лесной андезито-дацит, образуя на некотором протяжении левый борт долины, залегает на лесновской толще, прорывая ее. Отсюда же определен окварцованный весьма сильно поствулканически измененный туф кварцевого порфира. На р. Инваам (правый приток р. Паланы) выходы дацита приурочены к подошве свиты Кинкильского мыса и тектонически контактируют с туфо-сланцевой серией.

Значительный по протяженности выход бедного роговой обманкой дацита отмечен по склону террасы в долине р. Верхней Паланы.

Л и п а р и т ы. На р. Реельваам к востоку от г. Байдары в нескольких обнажениях на протяжении 500 м выступает сильно трещиноватый базокварцевый липарит. Контакты с окружающими породами не видны, но в разрезе выше липарита с запада залегает свита Кинкильского мыса, а с востока, по-видимому, под ним — мошонитовый массив.

Т р а х и т ы. Река Пятибратская на расстоянии от устья между 15 и 20 км прорезает гряду возвышенностей, сложенную пепельно-серыми легкими лавами с порфировыми вкрапленниками полевых

шпатов и цветных минералов, а также плотными лавами покладного цвета с флюидалной структурой. В шлифах порода определена биотитовым трахитом. Вкрапленники биотита часто опалитизированы, основная масса фельзитовая.

На морском берегу в тевинском горизонте в одном обнажении (обн. 82) с туфом биотитового трахита с прослоями кила встречена пластовая залежь биотитового витрофирового трахита.

На речке Ватапнай (левый верхний приток р. Лесной) дайки биотитового андезита-дацита и биотитового трахи-андезита отмечены в породах туфо-сланцевой серии.

Фельзитовые порфиры. Распространение и условия залегания фельзитовых порфиров и их туфов даны при описании тевинского горизонта.

Монцониты, граниты. Присутствие глубинных пород в районе обнаружено в двух случаях. Река Реельнаям выше по течению вскоре за обнажениями липарита врезается в массив биотитово-пироксенового монцонита, обнажения которого в узком ущелье прослеживаются на несколько километров. На высоте 40 м над рекой поверхность массива представляет местами заболоченную тундру с гривками выходов пород монцонита, в карнизе склонов ущелья наблюдаются галечники.

Биотитовый гранит — микропегматит наблюдается в виде мощной дайки в породах лесновской толщи (мезозой) на р. Ватапнай.

Для некоторых из приведенных случаев выходов изверженных пород за недостатком данных трудно сделать уверенные выводы относительно условий их залегания. Сравнительно просто положение с андезитами. Среди них по возрасту выделяются: а) андезиты и порфириты туфо-сланцевой серии, б) андезиты свиты Кинкильского мыса, в) андезиты даек, секущих мезозойские и третичные породы, г) андезиты четвертичных покровов.

По составу внутри каждой группы подавляющая часть принадлежит пироксеновым андезитам; большая степень поствулканической измененности свойственна первым двум группам.

В отношении кислых эффузивных пород следует считать их дериватами одной магмы и по возрасту соответствующими низам свиты Кинкильского мыса (олигоцен).

Присутствие в Паланском районе глубинных кислых пород, как гранит и монцонит, факт достаточно интересный, так как известные пока ближайшие отсюда к югу граниты Срединного Камчатского хребта находятся на расстоянии свыше 450 км.

Если учесть, что во время зимнего маршрута по восточному склону Срединного Камчатского хребта нами наблюдался выход гранита-пегматита биотитового в кварцевых диорит-порфиритах у самого водораздела в верховье р. Панкары и, кроме того, отме-

чены в русле р. Начики, р. Халюли гальки монцонита, то можно предполагать, что глубинные кислые породы вообще не окажутся редкими и для этой части Срединного Камчатского хребта.¹

ТЕКТНИКА

В условиях маршрутных работ в ранее неисследованном районе многие существенные черты тектонического строения оказались недостаточно отраженными в сделанных наблюдениях и частью выявились только в результате сводки всего полевого материала.

В морском береговом обрыве в условиях хорошей обнаженности наблюдается большая часть разреза образований, слагающих район. Обращает внимание обилие тектонических контактов и разрывов как между отдельными геологическими свитами, так и внутри них. Весь разрез отложений подвергся складчатости, но степень дислоцированности отдельных геологических свит уменьшается от более древних к молодым. В более древних породах разреза — в паланском горизонте и в туфо-сланцевой серии — при сильной перематости, вторичной складчатости и разрывах намечается общее северо-восточное простирание. В выпезалегающих отложениях, особенно в свите Кинкильского мыса, азимуты простирания имеют значительные колебания по берегу к юго-западу от устья р. Кинкиль, но выдерживаются в приблизительно меридиональном направлении между устьем рр. Лесной и Теви.

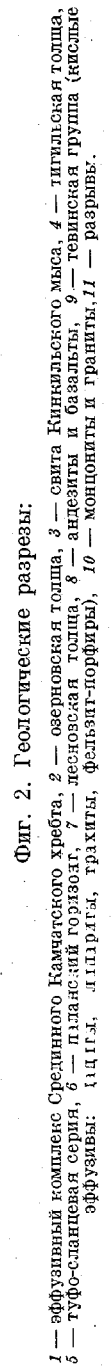
Большинство сбросов наблюдалось в свите Кинкильского мыса и по ее контактам с более древними отложениями. Простирание сбросов в основном северо-западное. Амплитуды различные, от очень мелких до выпадения в контакте целых толщ; углы сбрасывателей обычно очень крутые, чаще наблюдается опускание юго-западных крыльев.

Из других нарушений отметим, что к западу от устья р. Теви по морскому берегу свита Кинкильского мыса залегает на тигильской толще по тектонической волнистой поверхности.

Наконец имеются данные предполагать (обн. 109, 14, 49, 47), что простирание береговой линии между мысом Кахтанинским и устьем р. Кинкиль совпадает с линией тектонического разрыва, проходящего через мысы Кахтанинский, Пятибратский, Паланский (фиг. 2).

На остальной площади района, т. е. собственно на западном склоне Срединного Камчатского хребта, из-за плохой обнаженности наблюдения имеют менее полный характер.

¹. Д. Е. Саватесв и Л. Н. Юдин [1951 (ф)] на составленной ими геологической карте Карагинского района (Восточная Камчатка) показали многочисленные мелкие молодые интрузии гранодиоритов и две сравнительно крупные интрузии гранитоидов в водораздельной области Срединного Камчатского хребта. *Ред.*



Фиг. 2. Геологические разрезы:

В тектоническом отношении здесь нами выделяется несколько крупных зон с характерными особенностями строения. Тектонически наиболее приподнятыми зонами являются: восточная, охватывающая верхние течения рр. Оветкотоны и Лево́й Лесной, и западная, включающая побережье Охотского моря (Пенжинского залива) между мысами Пятибратским и Кинкильским. Восточная зона сложена наиболее древними отложениями — лесновской толщей и туфо-сланцевой серией. Структура зоны складчатая с крутыми (до 60—80°) углами наклона крыльев складок и с разрывами. В разрезе по р. Оветкотоне складки обнаруживают тенденцию к запрокидыванию на запад. Прости́рание складчатости близкое к меридиональному. В этом направлении выдерживается большая часть замеров прости́рания слоев на р. Лево́й Лесной, менее отчетливо (более мелкая складчатость) на р. Оветкотоне. Поскольку прости́рание складчатости в общем случае может и не отвечать прости́ранию слоя, интересно указать, что ориентировка кливажа в сланцах лесновской толщи на р. Лево́й Лесной, также говорит за близкое к меридиональному направление прости́рания складчатости.

Восточная зона в верховьях р. Оветкотоны включает орографический водораздел Камчатского хребта; на реке Лево́й Лесной водораздел хребта проходит восточней зоны и сложен, по-видимому, молодыми вулканогенными образованиями (тевинский горизонт), отделенными от зоны разрывом.

В разрезе второй, тектонически приподнятой, западной или береговой зоны наиболее древними образованиями на дневной поверхности является сенонский паланский горизонт и туфо-сланцевая серия, имеющие интенсивное складчатое строение с северо-восточным прости́ранием складчатости. На них трансгрессивно налегает палеогеновая осадочная тигильская толща и выше вулканогенная свита Кинкильского мыса. Направление складчатости в этих третичных свитах значительно отклоняется к широтному.

Для строения этой западной зоны характерно обилие тектонических контактов и разрывов, очень часто отчетливо наблюдаемых в сплошных береговых обнажениях.

В целом наблюдаемая зона, по-видимому, является только восточной периферической частью более обширной тектонической зоны, находящейся под водами Пенжинского залива.

Между восточной и западной зонами располагается центральная зона, обнимающая среднее течение рек Паланы и Кинкиль, нижние половины течений рек Лево́й Лесной и Оветкотоны, р. Теви, и выходящая на морской берег между устьем р. Кинкиль и северной рамкой планшета.

Центральная зона представляет, по отношению к соседним западной и восточной зонам, обширную синклинальную депрессию, выполненную складчатыми третичными отложениями: тигильской

толщей, свитой Кинкильского мыса и озерновской толщей. Более древние образования туфо-сланцевой серии появляются здесь лишь в тектонических контактах: по сбросу на р. Оветкотоне и в горсте (?) на р. Палане. Из наиболее крупных структур этой зоны отметим антиклинальную складку у сел. Лесное, сложенную в ядре тигильской толщей. Эта структура развивается в северо-восточном направлении, будучи осложнена вторичной складчатостью, разрывами и внедрениями даек эффузивных пород. Отчетливые синклинальные складки, сложенные породами озерновской толщи, имеются среди поля развития свиты Кинкильского мыса на р. Кинкиль (см. разрез).

Четвертая, южная зона охватывает южную часть площади — район озера Паланского и Горячих ключей, р. Пятибратскую и, по-видимому, заходит в бассейн р. Кинкиль. Характерным для строения зоны является господствующее развитие слабо дислоцированных отложений озерновской толщи и недислоцированных образований четвертичного эффузивного комплекса. Более древние отложения: свита Кинкильского мыса и тевинская группа пород появляются здесь в эрозионных окнах.

Южная зона располагается на продолжении к югу восточной полосы отложений лесновской толщи и туфо-сланцевой серии. Неясно, отделена ли она от восточной зоны тектоническим разрывом (широтного простирания) или же накопление осадков южной зоны происходило на месте депрессии восточной зоны. В последнем случае южная зона окажется северной частью обширной области накопления неогеновых отложений, простирающейся отсюда на юг до р. Седанки вдоль западного склона Срединного Камчатского хребта. Возможно, отложения этой зоны находятся и под орографическим водоразделом хребта, будучи скрыты под покровами четвертичного эффузивного комплекса.

Некоторые черты геологической истории района

Попытаемся теперь в объеме имеющихся данных обрисовать геологическую историю района.

Геологическая летопись начинается с отложения наиболее древних здесь пород лесновской толщи мезозоя и заканчивается современными отложениями (фиг. 3). В течение этого отрезка времени, заключающего значительную часть мезозоя, весь третичный и четвертичный периоды, процессы отложения не шли непрерывно — были перерывы с эпохами континентального состояния страны, были орогенические и вулканические фазы, изменялись физико-географические условия и береговые очертания страны.

Условия спокойного отложения относительно глубоководных осадков, давших лесновскую толщу сланцев, меняются в сеноне со времени отложения паланского горизонта и туфо-сланцевой серии.



Фиг. 3. Нормальный разрез геологических отложений Паланского района.

Состав и характер разреза последней говорит за часто меняющиеся условия отложения, скорее всего возможные при смешанном или даже частью континентальном режиме. То обстоятельство, что туфо-сланцевая серия почти нацело состоит из туфогенного материала — туфы, агломератовые туфы, туффиты, с частыми горизонтами эффузивных пород (андезиты, порфириты) — несомненно говорит за наличие в то время продолжительной вулканической фазы.

Поскольку в пределах Камчатки широко распространены образования, тождественные по составу, характеру тектоники и положению в разрезе нашей туфо-сланцевой серии, следует считать, что эта вулканическая фаза была повсеместной на Камчатке.

По имеющимся отрывочным наблюдениям более вероятно отсутствие перерыва между лесновской толщей и туфо-сланцевой серией; обе они дислоцированы приблизительно однозначно, но значительно интенсивней, чем залегающая трансгрессивно выше палеогеновая тигильская толща.

Пока принимаем, что первая орогеническая фаза в нашем районе произошла после отложения пород туфо-сланцевой серии, но неясно, была ли эта фаза на рубеже мелового и третичного времени или еще в самых верхах мела, так как еще не уточнен возраст нижней границы тигильской толщи (верхний мел или палеоцен и, с другой стороны, не доказано наличие или отсутствие самых верхов мела (кампан, датский ярус).

Вероятно к этой орогенической фазе приурочены небольшие интрузии гранита и монопонита, встреченные в породах лесновской толщи и туфо-сланцевой серии. За счет этих и других необнаженных интрузий возможно следует объяснять метаморфизацию глинистых сланцев лесновской толщи.

В Тигильском районе этим интрузивным породам отвечают по времени и положению в разрезе первая группа изверженных пород Б. Ф. Дьякова (кварцсодержащие пироксеновые, роговообманковые диориты, порфириты, диабазпорфириты), прорывающие в виде даек омгонскую свиту на мысу Омгон [Б. Ф. Дьяков, 1936].

Наступление трансгрессии Тигильского моря открыло продолжительный осадочный цикл, захвативший по времени почти весь палеоген. Накопление осадков тигильской толщи происходило в условиях прибрежно-морского и частью пресноводно-континентального режима. Начавшаяся в конце тигильского времени продолжительная и мощная эффузивная фаза резко изменила характер осадков, в разрезе появились вулканогенные породы свиты Кинкильского мыса.

В начале этой фазы имели место излияния кислых лав (тевинская группа), сменившиеся затем излияниями пироксеновых андезитов. Накопление образований свиты в большей части разреза, по-видимому, происходило в наземных условиях.

Верхний член третичного разреза района — озерновская толща — залегает трансгрессивно и с угловым несогласием на свите Кинкильского мыса, тем самым фиксируется орогеническая фаза и перерыв. Вторая орогеническая фаза дислоцировала тигильскую толщу и свиту Кинкильского мыса.

Накопление осадков озерновской толщи происходило в условиях мелководных заливов и лиманов, интенсивно заполняемых грубым песчаным материалом; временами режим сменялся на континентальный (лигниты у озера Паланского). В составе осадков большая примесь туфогенного и пирокластического материала указывает на то, что в соседних областях смыва продолжалась вулканическая деятельность.

Третья мощная орогеническая фаза, последняя в альпийской складчатости данного района, произошла в самом начале постплиоцена. Сменивший ее континентальный режим и последующие колебательные движения характеризуют начало четвертичного времени на Камчатке. Радиальные движения, сопровождаемые сбросами и разломами, обусловили возникновение новой эффузивной фазы, мощно проявившейся в постплиоцене на территории всей Камчатки и ныне еще продолжающейся в южной половине полуострова.

Эта третья по счету вулканическая фаза образовала вулканогенный комплекс Срединного Камчатского хребта. Останцы этого комплекса сохранились в верхнем течении рек и в нашем районе.

Поднятие страны, начавшееся в постплиоцене и происходящее до последнего времени, создало совместно с эрозионной деятельностью рек современный рельеф района.

Кроме общих наблюдений, доказательством происшедшего громадного поднятия служит обнаружение россыпей галечников на высоте 500—600 м над уровнем реки на плоском водоразделе между речного отрога в среднем течении р. Оветкоты. Гипсометрически выше на том же водоразделе наблюдается останец горизонтально залегающего покрова лавы.

Вообще вертикальные колебания суши громадной амплитуды в постплиоценовое время имели место по северному полукольцу Тихого океана; достаточно вспомнить указания Брукса [1908] о высоких постплиоценовых террасах у берегов Аляски, постплиоценовые террасы на Сахалине и в Японии.

Начавшийся процесс поднятия суши не шел непрерывно и однозначно в нашем районе. Путем изучения расположения и высотных отметок террас по долинам рек можно выделить не менее трех эрозионных циклов; когда поднятие прекращалось, реки успевали выработать профили равновесия, происходили отложения и боковая эрозия.

В частности, такое состояние эрозии имело место во время, непосредственно предшествующее образованию террасы на высоте

около 70 м над современным уровнем реки. Поверхность этой террасы иногда заболочена, часто служит водораздельной для боковых притоков главной реки; на этой террасе располагаются два небольших озера в боковых долинах р. Лево́й Лесной.

На рубеже с современной эпохой произошла небольшая морская трансгрессия, с последующим небольшим поднятием суши. Невысокие террасы в нижнем течении рек и большой уклон течения говорят за продолжавшееся еще недавно поднятие суши.

За недостатком наблюдений остается открытым вопрос о знаке движения береговой линии в Паланском районе в настоящее время.

В исследованном районе отмечаются следы ледниковой деятельности в четвертичное время.

На р. Лево́й Лесной при впадении р. Ватапнай по склону нижней террасы наблюдались под аллювиальным галечником пепельно-серые илистые бесструктурные пески с угловатой галькой и с крупными валунами, имеющими на поверхности ледниковые шрамы. В 5 км ниже по течению у левого борта долины отмечен выход тонкозернистых песчаников с ледниковой штриховкой («бараний лоб»). В связи с рядом других признаков (корытообразные поперечные профили долины в верхнем течении, отсутствие террас и сглаженный рельеф у подошвы крутых склонов долины, наличие мертвых каров у водораздела Срединного Камчатского хребта) не приходится сомневаться в былом существовании здесь ледников.

НЕФТЕНОСНОСТЬ И ДРУГИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Признаков нефти не обнаружено, за исключением единичных случаев слабых признаков битуминозности пород тигильской толщи (обн. 84 на морском берегу, обн. 66 на р. Лесной и некоторые другие) и озерновской толщи (обн. 343 и 344 на р. Палане и обн. 154 на р. Кинкиль). Для окончательного же суждения о перспективности района необходимо более детальное его обследование.

Наличие здесь тигильской толщи, выраженной в ряде случаев точно такими же фациями, что и в Тигильском районе, где эта толща является несомненно перспективной в нефтеносном отношении, позволяет рекомендовать продолжить в Паланском районе поиски нефти.

Интересной может оказаться площадь южной тектонической зоны, а также антиклинальная структура тигильской толщи около сел. Лесное.

Из других полезных ископаемых в Паланском районе были частью известны и вновь обнаружены: бурый уголь, кил, жильный кальцит, марганцовая руда и Паланские горячие минеральные источники.

Бурый уголь. Подробные сведения об ископаемых углях Паланского района, месторождения которых были нами осмотрены

в 1932 г., можно найти в статье «Месторождения ископаемых углей на западном побережье Камчатки». «Горный журнал», № 4, 1934.

Кил (бентонитовая глина). Месторождения кила,¹ впервые обнаруженные на Камчатке, находятся в трех пунктах побережья между рр. Лесной и Тевы. Кроме того, имеются указания на наличие кила на р. Лесной (см. геол. карту).

Выходы кила приурочены к низам тевинского горизонта, а генетически тесно связаны с кислыми туфами и лавами этого горизонта. В наиболее значительном месторождении (в 22 км к северо-востоку от устья р. Лесной) среди вязких песчаных глин и глинистых песков с прослоем угля и углистых глин имеются четыре пласта кила, суммарной мощностью 3,5 м. Залегание нарушено оползнями, но, во всяком случае, здесь имеется не менее двух пластов разного по составу кила.

По внешнему виду камчатский кил представляет жирную мылоподобную мягкую глину, серовато-белую, с зеленым или желтым оттенком, с жирным восковым блеском, слегка просвечивающуюся по краям. Кил жадно поглощает воду, распадаясь на мыльный порошок или, разбухая, образует жирную массу с консистенцией сливочного масла.

Специфическими особенностями киллов, представляющих собой разновидность бентонитовых глин, являются их омыляющие и поглощающие свойства.

Проведенное в лаборатории технических испытаний ЦНИГРИ изучение двух образцов камчатского кила, показало их весьма значительную омыляющую способность. Последняя, будучи выражена в процентах по отношению к омыляющей способности жира, оказалась равной 30,15 % и 35,85 %, что, безусловно, говорит за возможность применения исследованного кила в мыловаренной промышленности.

Для оценки промышленного значения открытых месторождений кила необходимы геологоразведочные работы.

Кальцит. Жильный кальцит встречен на морском берегу к югу от устья р. Инчуток. Жилы кальцита с крутым падением секут плотно цементированные пирокластические и эффузивные породы свиты Кинкильского мыса. Мощности жил до 0,20 м, в отдельных случаях до 0,60—0,80 м, но обнаруживают сильные колебания по простиранию.

При общем отсутствии известняковых пород на Камчатке это месторождение может иметь некоторое местное значение, но рентабельность разработки должна быть выяснена специальными разведочными работами.

¹ Более подробное описание см. М. Ф. Двали [1934 (ф)].

Марганцевая руда. На морском берегу к северу от устья р. Паланы в породах паланского горизонта имеется зона оруденения в виде пластовой залежи. Руда массивная, тяжелая, буро-красного цвета, с содержанием (по пересчету) металлического марганца около 44 % на породу. По-видимому, оруденение происходило путем пропитывания туфогенных пород марганцевыми соединениями.

Образец руды проанализирован Т. И. Казминой (лаборатория НГРИ) (в процентах): SiO_2 — 16,80, Al_2O_3 — 4,26, Fe_2O_3 — 1,54, MnO — 56,60, Cr — нет, CaO — 2,42, MgO — следы, S — 0,04, CO_2 — 5,68, п. п. п. — 9,84. Сумма 97,18%.

За недостаточностью наблюдений трудно дать оценку обнаруженному месторождению марганцевой руды.

Паланские горячие ключи. Издавна известные Паланские горячие ключи находятся в верховьях р. Верхней Паланы, в 26 км к востоку от Паланского озера, вблизи водораздела Срединного Камчатского хребта.

Район выхода горячих ключей сложен дислоцированными лавами: сильно измененные платоклазовые порфириды, пиритизированные лабрадоровые порфириды, альбитофиры и плотные агломератовые туфы пироксенового порфирита. Имеются выходы более молодого, но также дислоцированного пироксенового андезита. Дислоцированные лавы нами сопоставляются с тевинской группой кислых лав или с лавами свиты Кинкильского мыса.

Вода слабо минерализованная, со слабым запахом H_2S , температура выше 60°C . Газа не отмечено. Суммарный дебит всех грифонов вероятно более 10 л в секунду. Анализы взятых мною проб воды приведены в сводке Б. И. Пийпа «Термальные ключи Камчатки» [1937]. Последний считает, что Паланские горячие ключи по натросульфатному составу, малому сухому остатку, высокой температуре и небольшому содержанию сероводорода весьма близко к группе терм из окрестностей Петропавловска.

Можно предполагать, что Паланские горячие ключи и Панкаринские горячие ключи (на восточном склоне Срединного Камчатского хребта) принадлежат одной термальной линии, обусловленной разрывом приблизительно широтного простирания, и генетически связаны с кислыми магматическими породами.

Паланские горячие ключи издавна пользуются репутацией целебных. Для купанья устроены примитивные «ванны».

ЛИТЕРАТУРА

Bogdanovitch K. Geologische Skizze von Kamtschatka. Petermanns Mitteilungen, 1904.

Brooks A. H. The Geography and Geology of Alaska. Washington, 1908.

Гречишкин Л. А. Геологический очерк восточного побережья Камчатки (Усть-Камчатск—Петропавловск). Труды НГРИ, серия А, вып. 72, 1935.

Д в а л и М. Ф. Месторождения ископаемых углей на западном побережье Камчатки. «Горный журнал», № 4, 1934.

Д в а л и М. Ф. К познанию геологического строения восточного побережья Камчатки между рр. Камчаткой и Карагой. Труды НГРИ, вып. 82, 1936.

Д в а л и М. Ф. Геологическое пересечение Камчатского Срединного хребта через Красную сопку. Труды НГРИ, серия А, вып. 122, 1939.

Д и т м а р К. Поездка и пребывание в Камчатке в 1851—1855 гг. Изд. Акад. Наук, 1901.

Д ь я к о в Б. Ф. О меловых отложениях полуострова Камчатки. «Проблемы сов. геологии», № 12, 1935.

Д ь я к о в Б. Ф. Геологические исследования на западном побережье п-ова Камчатки. Тигильский район. Труды НГРИ, вып. 83, 1936.

Е л и с е е в В. Н. Материалы к геологии и полезным ископаемым Анадырского края. Труды Аркт. ин-та, т. 48, 1936.

К у л ь ж и н с к а я - В о р о н е ц Н. С. Находка меловой фауны на Камчатке. Труды НГРИ, сер. Б, вып. 51, 1935.

К р о п о т к и н П. Н. и Ш а т а л о в Н. Т. Очерк геологии северо-востока СССР. Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Серия 1, вып. 3, 1936.

К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Геологический обзор стран Дальнего востока. Геолразведиздат, 1932.

М а ш к о в ц е в С. Ф. и Ч у р и н П. В. Материалы к геологии и петрографии Северной Камчатки. Труды ГГРУ, вып. 59, 1931.

П л е ш а к о в И. Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки. Труды НГРИ, серия А, вып. 123, 1939.

П о л е в о й П. И. Анадырский край. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 140, 1915.

П о л е в о й П. И. Открытие меловых отложений на п-ове Камчатка. Изв. Геол. ком., том 48, № 2, 1929.

С л о д к е в и ч В. С. Палеонтология СССР. (Третичные палеоциподы Дальнего Востока), том X, вып. 19, 1938.

E r m a n A. Reise um die Erde durch Nord-Asien und die beiden Ozeane in den Jahren 1928—29 und 30, Bd. III, Berlin, 1840.

Рукописи

А л е к с е й ч и к С. Н. Геологические исследования в западной части побережья Охотского моря от залива Николая до р. Коль. Фонд НГРИ, 1936.

А н т о н о в К. В. Геологическое строение западного побережья Охотского моря в районе порта Аян, 1937 г. Фонд НГРИ, 1938.

Б е с с о н о в Н. В. Отчет по геологическим исследованиям в Паланском районе летом 1932 г. Дальгеострест. Фонд НГРИ, 1933.

Д в а л и М. Ф. Месторождения кила (бентонитовой глины) на западном берегу п-ова Камчатки. Фонд НГРИ, 1934.

Д ь я к о в Б. Ф. Материалы к геологии и нефтеносности Западной Камчатки. Фонд НГРИ, 1938.

Д ь я к о в Б. Ф. Материалы к геологии и нефтеносности Центральной Камчатки. Фонд НГРИ, 1938а.

И л ь и п а А. П. Заключение по обработке фауны из третичных отложений Паланского района. Фонд НГРИ, 1939.

И л ь и п а А. П. Фауна воямольской свиты западного побережья Камчатки. Фонд НГРИ, 1937.

К а р а - М у р з а Э. Н. Стратиграфия тигильской толщи западного побережья Камчатки на основании палеоботанических данных по материалам геологов НГРИ. Фонд НГРИ, 1939.

Криштофович Л. В. Фауна тигильской толщи западного побережья Камчатки. Фонд НГРИ, 1937.

Маркин Н. М. Геологические исследования восточного побережья Пенжинской губы. Фонд НГРИ, 1938.

Маркин Н. М. Третичные отложения восточного побережья Пенжинской губы. Фонд НГРИ, 1938.

Микulich Л. В. Предварительный отчет о геологических работах в районе рр. Хайрюзовой—Кавран в 1932 г. Фонд ДВГУ, 1933.

Пояркова А. И. Ископаемая флора западного побережья Камчатки. Фонд НГРИ, 1933.

Трошин А. Н. Геологический очерк западного берега п-ова Камчатки (результаты работ горнопоисковой партии АКО). Фонд НГРИ, 1929.

Туганов П. О геологопоисковых работах на западном побережье п-ова Камчатки в районе рр. Паланы—Анадырки летом 1932 г. (предварит. отчет). Фонд НГРИ, 1938.

Хватов Б. Ф. Полный отчет угольной экспедиции Гостреста «Дальстрой» по работам лета 1933—1934 гг. Фонд НГРИ, 1935.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Описание геологических маршрутов, произведенных в Паланском районе

В интересах удобства изложения описание маршрутов будет дано не в порядке их фактического проведения на площади. Однако нумерация обнажений на прилагаемой геологической карте сохраняется одинаковой с нумерацией в полевых дневниках и в коллекциях.

В отдельных случаях полевые наблюдения будут дополнены определениями фауны и флоры.

Описание маршрута по морскому берегу от мыса Кахтанинского до устья р. Тези

Между указанными пунктами морской берег представляет естественную северо-западную границу исследованного района. При имеющейся почти на всем протяжении прекрасной обнаженности этот берег дает наиболее важный естественный разрез отложений, слагающих район. Описание будет вестись с юго-запада на северо-восток отдельными отрезками.

Мыс Кахтанинский — устье р. Паланы

Возвышенность мыса Кахтанинского тупым углом выдается в море, наивысшая отметка 205,4 м. Береговые склоны обрывистые. Прибрежная полоса моря изобилует рифами и кекурами, выступающими на отливе в виде островков. Кекур, помещенный на карте и находящийся в 400 м от южного выступа берега, представляет скалистый островок высотой около 15 м над уровнем полного прилива. Он сложен массивной темно-серой крупно-зернистой эффузивной породой (андезит или базальт) с прекрасной столбчатой отдельностью. По трещинам жилки кальцита и кварца с халцедоном.

В обрыве западного берега возвышенности Кахтанинского мыса видна, по-видимому та же эффузивная порода со столбчатой отдельностью, залегающая в виде горизонта среди туфобрекчии и туфов, с видимым наклоном по берегу к северу. Берег возвышенности к востоку от собственного мыса Кахтанинского более изрезан, имеет несколько выдающихся мысков. Из них крайний восточный с отходящим от него рифом (по азимуту ЮВ 108°) сложен роговообманковым гиперстеновым андезитом с миндалинами халцедона. Наблюдается крупная отдельность по плоскостям СВ. $19^\circ \angle 28^\circ$ и

СВ 32° — ЮЗ $212^\circ \angle 90^\circ$. Под пролювием залегают дислоцированные грубо-зернистые туфы и туфобрекчии.

К мысу примыкает береговая терраса с высотой до 20 м. Она прослеживается, постепенно снижаясь, до устья р. Пятибратской и за ним примыкает к мысу Пятибратскому. Береговая линия образует пологую дугу со стрелой прогиба около 5,5 км, если считать по хорде, соединяющей оконечности мысов Кахтанинского и Пятибратского. С восточной стороны упомянутая терраса на всем протяжении примыкает к склону невысокого залесенного увала. В полные приливы море подмывает основание террасы, в полные отливы обнажается широкая песчаная отмель с гривками коренных пород.

В обнажениях по склону террасы наблюдается луговой торф, под ним пролювиальные отложения, состоящие из плохо окатанных галек и обломков третичных песчаников и глин, заключенных в бесструктурную песчано-глинистую массу; общая мощность пролювия увеличивается по направлению к мысу Кахтанинскому. В обратном направлении, к устью р. Пятибратской, из-под пролювия появляются прибрежно-морские отложения. В обн. 105 они представлены чередованием выклинивающихся простоев галечника, косослоистого песка и песчанистых глин; галька хорошо окатана и состоит из эффузивных пород, туфов, глин и песчаников. Выше идут тонкие палево-желтые глинистые пески. Общая мощность отложений около 15 м. Над ними в карнизе террасы выходит пласт лугового торфа с мощностью до 4 м.

В основании террасы между мысом Кахтанинским и обн. 106 местами выступают третичные отложения. В обн. 106 разрез по склону террасы обнажен сверху вниз: а) пролювиальные отложения — 12 м; прибрежно-морские отложения — 0,7 м; б) третичные — песчаники сизо-серые мелко-зернистые с слабым железистым окрашиванием с обильной фауной плохой сохранности. Рассеянные включения отдельных галек, линзы такого же, но более крепкого песчаника с конкреционным отложением. Определена фауна: *Cardita pacifica* Y o k., *C. kinkilana* S l o d k., *Mya arenaria* L. var. *japonica* J a y, *M. truncata* L., *Liocyma* sp. n., *Crenella* sp., *Turritella* sp., *Cancellaria* sp.

Через $2\frac{1}{2}$ км к юго-западу из-под этих песчаников выступают плотные серые песчаные глины с редкой галькой и фауной: Пд 140° ЮВ $\angle 34^\circ$.

Таким образом, простираание берега, очевидно, согласное с простираанием коренных пород.

В месте, где береговая терраса примыкает к склону возвышенности мыса Кахтанинского, в описываемых третичных породах наблюдается широкая зона смятия и раздробления, с трещинами, выполненными кальцитом. Выделяются вертикальные трещины с простираанием 135° ЮВ — 345° СЗ.

Река Пятибратская в приустьевой части резко сворачивает к югу, по течению на протяжении 1200 м вдоль берега моря отделяется от моря узкой песчаной косой — «кошкой», а при впадении моря река круто изменяет направление течения на обратное, отклоняясь к северу намывной косой, растущей с левого берега и имеющей в настоящее время длину около 200 м.

За «кошкой» к северу морской берег почти под прямым углом подходит к южному склону возвышенности мыса Пятибратского. В начале этого берега по склону террасы (10 м) обнажаются аллювиальные и пролювиальные галечники и пески, под ними в основании берега залегают сизо-серые разнотернистые неоднородные известковистые неслоистые песчаники с включениями мелкой гальки и углистых остатков. В массе песчаника характерны выделения крупных (до 6×3 м) конкреций такого же, но более крепкого песчаника. Встречена фауна плохой сохранности *Laevicardium* (*Cerastoderma*) *meckianum* (G a b b), *Yoldia convexa* S l o d k., *Ostrea* sp. и др.

Пд 124° ЮВ $\angle 23^\circ$. В обн. 15, где берег круто сворачивает к западу к оконечности мыса Пятибратского, в устье ручья обнажаются с тем же падением более глинистые тонкозернистые мягкие песчаники с орешковой отдельностью с мелкими и средними конкрециями песчанистого мергеля. В подошве глины

буровато-серые, с листоватой и с мелкосланцеватой отдельностями, с ярзитом и охристым налетом. Глины сильно перемяты и заключают куски раздробленного зеленовато-серого мелкокристаллического туфа андезита (шлиф 15/15). Далее по берегу на протяжении 100 м обнажаются зелено-серые туфы, сильно раздробленные, с брекчий трения, с озмеевикоподобными зеркалами скольжения и с жилками кальцита. Затем, следуя ближе к мысу Пятибратскому, в этих туфах появляются прослойки плотных песчаников и линзы серого роговика. Породы сильно перемяты на фоне общего падения ЮВ $160-150^\circ \angle 60^\circ$. В 700 м не доходя мыса, в туфах отмечены две параллельные плоскости нарушения по Аз. 210° ЮЗ $\angle 51^\circ$, и между ними сильно уплотненная брекчия трения.

Береговая линия между устьем р. Пятибратской и устьем р. Паланы огибает грядку возвышенностей, образуя плоско приплюснутый выступ. Юго-западный выдающийся угол этого выступа носит название мыса Пятибратского. Берег на всем протяжении возвышенный, с высокими отвесными обрывами, с обильными рифами и проходим только в отливы. Мыс Пятибратский сложен зелено-серыми кристаллическими туфами пироксеново-роговообманкового андезита с густой сетью мелких прожилков кальцита и с горизонтом грубого аггломератового туфа из угловатых кусков и валунов, в составе которых имеется анальцимовый (?) базальт. Залегание с наклоном ЮВ $105^\circ \angle 50^\circ$. Трещины и рассланцованность по Аз. 245° ЮЗ $\angle 45^\circ$.

Далее к северо-востоку между мысом Пятибратским и обн. 18 береговая линия сохраняет прямолинейное простираие, образуя ряд небольших мысков. Высокий обрыв сложен зеленовато-серыми и оливково-зелеными туфами. Встречаются окварцованные туфы, изредка прослойки плотных песчаников и линзовидные прослойки роговиков. Ближе к мысу Пятибратскому в отливной полосе на коротком протяжении наблюдается сцементированная туфобрекчия (в шлифе сильно измененный туф порфирита), образующая рифы, но она не отмечена выше по стене обрыва; остается неясным ее залегание по отношению к туфам. В породах туфо-сланцевой серии (так она в дальнейшем будет называться), благодаря тектонической раздробленности отдельность часто брекчиевидная. Залегание слоев моноклинальное с азимутами в пределах 115° ЮВ — 210° ЮЗ и с углами наклона в $40-60^\circ$. Отмечены пять отчетливых поверхностей нарушения, с хлоритизацией по зеркалам скольжения, с ориентировкой по Аз. $210-240^\circ$ ЮЗ с углами $40-60^\circ$. Амплитуду подвижек ввиду однородности состава пород установить затруднительно.

Ближе к обн. 18 в обрыве появляются зеленые глинистые туфы (в шлифе глинистая окремненная порода) с частыми тонкими линзовидными прослойками и линзами серого роговика. Породы смяты, с подвижками и зонами раздробления; залегание неясно, сначала похоже на наклон круто к северо-востоку, затем в них же заметно падение 210° ЮЗ $\angle 60^\circ$.

В обн. 18 глинистые туфы на коротком протяжении сменяются мягкими голубовато-зеленоватыми грубозернистыми песчаниками и рыхлыми микроаггломератовыми туфами в неясных условиях залегания по отношению к породам туфо-сланцевой серии. Эти мягкие песчаники и туфы по тектонической вертикальной гладкой поверхности (простираие 315° СЗ — 125° ЮВ) примыкают к плотно сцементированной туфобрекчии, аналогичной упомянутой выше у мыса Пятибратского. Порода туфобрекчии в шлифе (18/23) определена как сильно измененный плагиоклазовый спиллитовидный порфирит. В туфобрекчии замерено Пд 308° СЗ $\angle 52^\circ$.

Выше над туфобрекчией залегает массивная кристаллическая зеленовато-серая лава, с большими линзами, гнездами светлых аггломератовых туфов и туфобрекчий. В шлифах эта лава определена:

- 18/24 — базальт порфировый с микродолеритовой основной массой.
- 4/7 — андезит пироксеновый, несколько карбонатизированный.
- 5/8 — андезит пироксеновый интерсертальный.

В подошве нижнего горизонта лавы подстилающая туфобрекчия окрашена в кирпично-красный цвет.

Эффузивные породы имеют массивную отдельность, но встречаются горизонты с тонколитчатой и столбчатой отдельностями. Породы содержат мелкие гнезда и жёлоды кварца, халцедона с кальцитом, а также миндалины и жилки кальцита; общий наклон эффузивного комплекса пород к северу. Этим комплексом образован закругленный мыс, от которого в направлении к мысу Паланскому отходят рифы.

За мысом в углу небольшой бухты рельеф берега резко меняется. Отсюда к устью р. Паланы простирается крутой задернованный склон невысокой террасы. В небольшом овраге (обн. 3) отмечен выход дислоцированных мелкозернистых мягких песчаников с прослойками скорлуповатого песчаника и с мелкой угловатой галькой. Несколько далее наблюдался прослой галечника, над ним глинистые песчаники, залегающие горизонтально. Это, по-видимому, отложения террасы.

Первые выходы коренных пород появляются в береговом склоне у устья р. Паланы; отсюда вверх на протяжении 1 км река течет вдоль морского берега, подмывает высокую террасу своего левого берега и отделяется от моря длинной песчаной «кошкой».

Здесь в обн. 2 внизу обрывистого склона выходят: песчаники мягкие, мелкозернистые, неслоистые, сизо-серые, с угловатой галькой, содержащие крупные песчаные и мелкие углистые конкреции. В песчаниках и конкрециях найдены *Turritella* sp., *Cardium* sp. и *Ostrea* sp.

Вверху склона залегают серые илистые пески с частыми тонкими песчано-углистыми прослойками, содержащими небольшие линзочки блестящего угля. Дальше по берегу на протяжении 500 м сильно развиты оползни, местами обнажаются мягкие светло-серые тонкозернистые глинистые песчаники с линзами песчанистых мергелей с отпечатками древесных листьев: *Ascer arcticum* Неег, *Cephalotaxus Olrikii* Рах.

Наклон слоев к югу под углом до 30°. В делювии попадаются куски блестящего черного угля.

Не доходя мыса обн. 1, на 200 м, в серых мелкозернистых песчаниках с тонкими прослойками песчано-глинистых и углистых сланцев замерено $\text{Пд } 234^\circ \text{ ЮЗ } \angle 45^\circ$.

На мысу (обн. 1) у поворота реки, в основании склона террасы, высотой 10 м выходят темно-зеленые крепкие кристаллические туфы (шлиф $1\frac{1}{2}$ — порфирит миндалевидный, пироксеновый). В породе местами миндалины кальцита. Порода массивная, трещины отдельности по Аз. $70^\circ \text{ СВ } \angle 70^\circ$, $125^\circ \text{ ЮВ } \angle 50^\circ$, по плоскостям нарушений линзочки раздробленного пиритизированного песчаника.

Против этого обнажения на морском берегу «кошки» при полном отливе можно наблюдать на отмели выходы зеленых пятнистых глинистых туфов с неправильными прослоями роговиков. Наклон слоев круто к востоку. Породы аналогичные породам мыса Паланского.

Устье р. Паланы — устье р. Кинкиль

В приустьевой части широкой поймы р. Паланы в моменты полных приливов образуется обширный залив, отделенный от моря низкой песчаной «кошкой». Полный прилив при большом шторме делает небезопасным пребывание на «кошке», так как прибой перекачивает морскую воду через «кошку» в реку. «Кошка» примыкает к мысу Паланскому. Этим мысом дальше на северо-восток начинается высокий обрывистый берег с многочисленными рифами в отливной полосе. Отчетливо видно, что этот берег образован срезанием наступающим морем прибрежной гряды возвышенностей.

На мысу Паланском в основании обрыва на высоту до 10 м обнажены зеленые и бурые глинистые туффиты с линзами дымчатых и буро-красных

кремней, с крупными линзами аггломератовых туфов и туфобрекчий; в составе последней частые обломки буро-красного кремня. Выше два-три прослоя зеленой и буро-красной песчано-глинистой туфогенной породы, переполненной мелкими обломками призматического слоя раковин Моллюсков. Сочетание цветов обломков и вмещающей породы создают очень пеструю бросающуюся в глаза окраску. Обломки раковин принадлежат очень крупным иноцерамам, размером до 0,3 м, которые крайне редко встречаются в виде цельных створок. Их почти невозможно, не повредив, отделить от вмещающей породы.

Из описанных отложений, названных нами «паланским горизонтом», были определены: *Helcion giganteus* var. *depressa* Schmidt, *Inoceramus* aff. *figitatus* Sow.

На мысу Паланском описанные породы раздроблены, смяты, имеют плоскости нарушения с наклоном к северу под углом 40° и с зеркалами скольжения по ним. Общее залегание пород отвечает замеру Пд 120—130° ЮВ $\angle 65^\circ$. Продвигаясь далее по берегу до балки ручья, на протяжении около 3 км можно наблюдать в нижней части обрыва выход по простиранию туфогенных глинистых сланцев паланского горизонта. В деловии сверху высокого обрыва глыбы зеленого разнозернистого туфогенного песчаника. На фоне отчетливого крутого падения слоев на восток и юго-восток под углом 50—60° имеется поперечная складчатость, дающая мелковолнистое залегание; местами гофрировка слоев, а также частые разрывы с подвижками и зонами перемятых пород. В двух случаях для наиболее отчетливых плоскостей нарушений с небольшими амплитудами подвижек (до 10 м) отмечено широкое простирание с наклоном на север под углом до 90°.

Благодаря описанным условиям залегания, пестроокрашенные пласты (их 2 или 3) не прослеживаются непрерывно, они то появляются ввиду и на отмени, то выше по обрыву. Общая мощность пород паланского горизонта около 30—40 м.

В обн. 21 в полосе отлива у основания острова выходит зеленый грубый конгломерат из угловатых кусков зеленых туфогенных сланцев и глинистых туфитов с обломками иноцерамов и буро-красного кремня. Мощность выхода 40 м. Наклон пород грубо к востоку под углом 60—70°. Не выяснено залегание этого конгломерата по отношению к породам паланского горизонта.

Участок берега между обн. 21 и обн. 47 был осмотрен бегло; вторично, как это следовало бы, побывать здесь не удалось. На этом отрезке сохраняется тип обрывистого берега, но высота заметно снижается. Между обн. 21—2 и 48 в береговом обрыве выходят темно-серые, зелено-серые, красновато-зеленые туфогенные глинистые сланцы, иногда с жилками кальцита. В них наблюдается мелкая складчатость и нарушения на фоне общего залегания с наклоном к востоку. В обн. 48 замерено Пд 140° ЮВ $\angle 55^\circ$, здесь в глинистых туфогенных сланцах имеется пластевая залежь эффузивной породы, рассланцованной по падению. В шлифе 43/69 порода определена — поствулканически измененный пироксеновый андезит. В 200 м и дальше в зеленых аггломератовых туфах — секущая вертикальная дайка (мощность 6 м), по-видимому, такого же андезита с простиранием СЗ 320°—140° ЮВ.

Затем, наряду с туфами, в обнажениях появляется мелкая туфобрекчия, плотно сцементированная зеленым аггломератовым туфом. Наблюдаются похожие на слоистость плоскости крутой отдельности по Аз. ЮЗ 210° $\angle 60^\circ$. На мысу обн. 49 под этой плотной туфобрекчией залегают серые туфогенные глинистые сланцы с крутым наклоном на северо-запад. Характер контакта неясен, похоже на согласное залегание; от мыса по Аз. 20° СВ отходят в море рифы, сложенные туфобрекчией.

На мысу слева в устье р. Туткитак (обн. 50) в оливково-зеленых, с прослоями буро-красных, туфогенных глинистых сланцах, сильно перемятых с мелкой оскольчатой отдельностью, замерено Пд 0°С $\angle 30—35^\circ$. Интенсивно

дислоцированные глинистые сланцы отмечены далее между р. Туткитак и обн. 47.

В обн. 47 на склоне небольшого мыса наблюдается следующий разрез:

1. Туфобрекчия плотно сцементированная, цемент зеленой окраски. Плоскости отдельности по Аз. В $90^\circ \angle 25^\circ$.
2. Темно-серые туфогенные глинистые сланцы, сильно перемятые, с листоватой и оскольчатой отдельностями.
3. Куски (отторженцы) туфобрекчии.
4. Плоскость тектонического контакта по Аз. 324° СЗ угол крутой до 60° .

Между обн. 47 и 46а по склону выходы серых, зеленых туфогенных глинистых сланцев с неправильными прослоями роговиков; породы интенсивно дислоцированы с частыми поверхностями нарушений. В силу значительной раздробленности подвержены оползням.

В обн. 46а внизу залегают темно-серые и зелено-серые тонкополосчатые сланцы с прослоями зеленых туфогенных сланцев, залегающие с Пд 123° ЮВ $\angle 52^\circ$; на них налегает крупногалечный зелено-серый конгломерат с наклоном к северу; у контакта подстилающие сланцы имеют выветрелый характер. Здесь очевидное трансгрессивное налегание.

Несколько далее (обн. 46) на небольшом мысу скалистый выход зелено-вато-серого конгломерата с линзами слоистого песчаника, на последнем залегает песчаник зелено-серый, тонкозернистый, тонкослоистый с конкрециями песчаного мергеля с углистыми растительными отпечатками. Пд 47° СВ $\angle 39^\circ$.

В устье р. Анадырки слева на мысу терраса, под слоем лугового глинистого торфа наблюдается следующий разрез:

1. Песчаник тонкозернистый, тонкослоистый серый слюдистый с плоскими конкрециями коричневого мергеля. В песчанике редкие включения блестящего угля и отпечатки листьев. Мощность 8,5 м.
2. Песчаник серый, слоистый, известковистый, с желваковистой отдельностью, с углистыми отпечатками стеблей и листьев. Мощность 0,20 м.
3. Песок серый, мелкозернистый, тонкослоистый, с тонкими прослойками коричневого песчаного мергеля; в песке мелкие углистые включения и отпечатки листьев. Мощность 4,3 м.
4. То же без мергеля. Мощность 5,0 м.
5. Пласт бурого угля, слоистого, неоднородного, с значительной примесью песчано-глинистого материала. В нем выделяется:
 - а) уголь слоистый, мягкий, с тонкими прослойками и включениями черного блестящего угля. Мощность 1 м.
 - б) то же со щепой стволов, обращенной в черный блестящий уголь. Мощность 1,5 м.
 - в) уголь черный, слоистый, в массе более обогащенный, чем «а» и «б». Мощность 1 м.
6. Песок тонкозернистый, тонкослоистый, с углистыми растительными остатками. Мощность 3,5 м.

Породы этого обнажения залегают с Пд 320° СЗ $\angle 25^\circ$.

Устье р. Анадырки—устье р. Кинкиль

Приустьевая часть долины р. Анадырки широкая и низменная. Река здесь течет спокойно, образуя частые излуины среди заболоченной мокрой тундры. Морские приливы заходят в реку, подпирая речные и грунтовые воды. Устье реки прижато к левому борту долины, отсюда к правому борту тянется длинная песчаная «кошка». Берег между рр. Анадыркой и Инчутоком при общем прямолинейном простираии имеет несколько высоких выступающих мысов. Береговая линия срезает расчлененную прибрежную возвышенность, имеющую характер мелкосопочника; непосредственно у ли-

нии берега располагаются высоты с отметками до 270 м, благодаря чему берег почти на всем протяжении высокий, скалистый.

В обн. 44 по склону небольшого мыса у правого борта долины р. Анадырки выступает буро-зеленый мелкий галечник с грубозернистым песчаником в цементе; на нем залегают оливково-зеленые грубозернистые песчаники и песчаные глины с конкреционно-шаровой отдельностью. Пд 0° С $\angle 44^\circ$.

В 250 м далее по берегу в аналогичных породах замерено. Пд 230° ЮЗ $\angle 20^\circ$.

На следующем небольшом мысу (обн. 43) обнажаются (снизу вверх):

1. Зелено-серый мелкогалечный конгломерат.
2. Песчаник зеленовато-серый, глинистый, тонкозернистый, с шаровой конкреционной отдельностью. Мощность 6,0 м.
3. Песчаник такой же слоистый, мягкий. Видимая мощность 20 м. Пд 5° СВ $\angle 21^\circ$.

В 500 м далее к северу в небольшом обнажении среди мягких илистых тонкозернистых песчаников с прослоями мергелей выходят два угольных пласта мощностью 1,5 и 1,8 м. Это слоистая буро-черная матовая глинистая порода с тонкими (до 1,5 см) линзочками блестящего угля. Пд 56° СВ $\angle 17^\circ$.

Далее береговой склон на протяжении около 500 м имеет оползневый характер. На следующем мысу (обн. 42) высота склона около 30 м. Здесь обнажены оливково-зеленые мелкие и тонкозернистые песчаники с прослоями тонкопесчаных глин. В породах многочисленные углистые остатки, обломки окаменевших и обуглившихся стволов. В делювии глыбы зеленого мелкогалечного конгломерата.

Перед следующим мысом внизу пологого склона обнажаются по простиранию (снизу вверх):

- а) зелено-серый мелкогалечный конгломерат,
- б) зелено-серый мягкий мелкозернистый песчаник,
- в) зеленовато-серая тонкопесчаная глина с углистыми остатками, отпечатками флоры и с тонкими прослойками мергелей с отпечатками листьев. Пд 325° СЗ $\angle 17^\circ$.

В 200 м за мысом на берег выходит сухой распад с пологими залесенными склонами. В небольшом обнажении выходят оливково-зеленые мелкозернистые мягкие песчаники с прослоями таких же крепких песчаников. Пд 0° С $\angle 27^\circ$.

С приближением к высокому выступающему скалистому мысу можно видеть по склону чередование грубозернистых слоистых песчаников и галечников, заключающих углистые остатки и куски окаменевших и обуглившихся стволов.

На южном склоне высокого мыса отложения песчано-галечной толщи скрываются под более молодыми вулканогенными образованиями. Здесь в сплошном обнажении (№ 40) наблюдаются (снизу вверх):

1. Песчаник серо-зеленый, грубозернистый, слоистый, с линзами галечника, с углистыми остатками и с мелкими конкрециями известковистого песчаника.
2. Щебнистый ржаво-зеленоватый мелкий конгломерат. Мощность 20 м.
3. Грязно-белесоватый пористый аггломератовый туф, в подошве крепкий, с углистыми блестящими линзовидными включениями. Мощность 25 м.
- В шлифе 40/57 порода определена: офиновый фельзит-порфир.
4. Оливково-бурый разномзернистый песчаник. Мощность 4 м.
5. Бурая слоистая туфобрекчия (туфоконгломерат) с редкими жеодами и гнездами кварц-аметиста.

Породы обнажения залегают с Пд 20° СВ $\angle 37^\circ$.

Имеется сброс до Ав. Ю $\angle 25^\circ$ с опущенным южным крылом и $\alpha = 20-30$ м.

Туфобрекчия слагает мыс, залегая с наклоном к северу под углом 25° . Между этим и следующим мысом по высокому обрывистому берегу небольшой бухточкой обнажается туфобрекчия с пластовыми залежами эффузивной породы. В 250 м не доходя мыса обн. 39, на склоне группы водопадов в образцах из залежи эффузивной породы определен: шилф 39/55 — андезит полифировый, витрофировый, миндалевидный. У первого водопада в туфобрекчии отмечен сброс с Аз. 205° ЮЗ $\angle 45^\circ$, с зеркалами скольжения по сбрасывающему с брекчией, сцементированной мутным кремнем.

В туфобрекчии на этом участке берега наблюдаются миндалины и жёды кварц-халцедон-амethysta и вертикальные жилы кальцита с широтным простиранием.

Мыс обн. 39 на всю высоту обнажения сложен заметно слоистой туфобрекчией с жилами кварца и кальцита — наклон слоев к северу под углом 32° . За мысом по берегу до устья р. Карын-лын обнажаются интенсивно дислоцированные глинистые зеленые туфы, туффиты с линзами роговиков. Породы сильно трещиноваты, местами раздроблены. В них замерено при движении от мыса к устью реки. Пд 62° СВ $\angle 14^\circ$ и Пд 180° Ю $\angle 33^\circ$. На мысе у устья реки наклон к востоку под углом 40° . Эти дислоцированные измененные породы типичны для туфо-сланцевой серии. Здесь между ними и туфобрекчией мыса обн. 39 контакт очевидно тектонический.

Небольшая речка Карын-лын вытекает из узкой глубоко врезанной долины. Справа на мысе в устье речки обнажаются галечниковые конгломераты, на них залегают буровато-зеленые тонкозернистые глинистые песчаники. В конгломератах характерны крупные трещины отдельности по Аз. Ю $\angle 55^\circ$ и имеется небольшой сброс с приподнятым южным крылом. Залегающие выше песчаники, в 100 м за мысом, примыкают по сбросу с Аз. С $\angle 50^\circ$, к серо-серым щебневатым конгломератам, с прослоями оливково-зеленых песчанистых твердых и таких же мягких сланцеватых песчаников.

В песчаниках найдены обломки обуглившейся и окаменевшей древесины и углистые прослои. В этих породах, на юго-западном склоне мыса обн. 37 замерено Пд 350° СЗ $\angle 35^\circ$. Имеются трещины с подвижками пород. Выше согласно залегает, образуя склон мыса, бурая туфобрекчия с горизонтами буро-красной туфобрекчии и с пластовой залежью эффузивной породы. Наклон С $\angle 31^\circ$.

Таким образом, здесь туфобрекчия согласно подстилается песчано-конгломератовыми отложениями, а последние налегают, по-видимому, трансгрессивно (контакт совпадает с устьем речки) на дислоцированных зеленых туфах туфо-сланцевой серии.

От мыса обн. 37 и до устья р. Керемчаны береговой склон сложен туфобрекчией, залегающей с наклоном к северу под углом до 35° . В ее нижней части имеются линзовидные прослои грубозернистого песка с галькой. В 200—300 м за мысом из-под туфобрекчии появляются на коротком протяжении щебневатые галечники с буро-серым песком.

На мысу обн. 36 к северо-востоку от устья р. Керемчаны на склоне, среди зарослей ольховника, небольшой выход микроагломератовых туфов крепких, трещиноватых, с железистым окрашиванием по отдельности. Залегание неясно. В карнизе склона среди туфобрекчии видны дайки (?) со столбчатой отдельностью.

Следующий мыс с двумя скалистыми кекурами и с длинными рифами сложен туфобрекчией с жилами кальцита. В туфобрекчии замерен наклон к северу под углом 35° .

Между этим мысом и мысом обн. 36 на отмели полоса рифов широтного простирания, образованных эффузивной породой с миндалинами и жёдами кварц-халцедон-амethysta.

Продвигаясь далее по берегу в северо-восточном направлении, следует

10 Заказ 1176.

отметить обнажение, находящееся в 1 км не доходя мыса Геяклен. Здесь к туфобрекчии, залегающей с наклоном к северу под углом $30-35^\circ$, с юго-западной стороны тектонически примыкают оливково-зеленые и ржавые окремненные туфогенные песчаники с обломками эффузивных пород и с углистыми прослоями, содержащими обломки древесины. Слои имеют Пд 180° Ю $\angle 35^\circ$. В зоне контакта, имеющей ориентировку Аз. 180° Ю $\angle 59^\circ$ наблюдается тектоническая брекчия и жила мутного трещиноватого кремня, мощностью до 1 м.

На следующем мысу (азимут на мыс Геяклен — 60° СВ, в 350 м), с его юго-восточной стороны, обнажается туфобрекчия с горизонтами лав. Мощность отдельных горизонтов достигает 12 м. Наблюдается по падению плитчатая отдельность. Пд 0° С $\angle 52^\circ$.

Эффузивные породы содержат жилки и крупные жеоды кварц-халцедона со слабо окрашенным аметистом и кальцитом. На самом мысу (обн. 35) в туфобрекчии вертикальные жилы кальцита (мощностью до 0,20 м) с широким простиранием; в двух местах в туфобрекчии найдены окаменевшие древесные стволы.

С приближением к мысу Геяклен наблюдается следующая последовательность образований (сверху вниз):

1. Туфобрекчия. Видимая мощность более 100 м.
2. То же, в кровле с туфогенным бурым песчаником. Мощность 10 м.
3. Песчаник туфогенный, буро-зеленый, с тонкими жилками кальцита по трещинам. Мощность 9 м.
4. Песчаник зеленый, мелкозернистый, туфогенный, с тонкими выклинивающимися углистыми прослоями, содержащими линзочки блестящего угля, и с линзой туфобрекчии. Мощность 2 м.
5. Песчаник такой же, в подошве с обломками обуглившейся и окаменевшей древесины, в кровле с гальками эффузивных пород. Мощность 2 м.
6. Песчаник оливково-зеленый, глинистый, с прослоями слоистого кремнистого мергеля, с углистыми остатками и отпечатками листьев: *Populus xantholithensis* K n o w l t, *Juglans acuminata* A. B. r., *Corylus MacQuarrii* H e e r, *Quercus* sp., *Viburnum* cf. *Nordenskioldii* H e e r.
7. Песчаник буро-серый, туфогенный, с углистыми включениями и отпечатками листьев. Пд 340° СЗ $\angle 45^\circ$. Мощность 1 м.

На северо-восточной стороне мыса Геяклен последний песчаник согласно налегает на туфобрекчию, в ней найден большой обломок (2 м в длину) окаменевшего древесного ствола, пиритизированного с поверхности. В туфобрекчии горизонт андезита мощностью 6 м, богатого пироксеном, с микродолеритовой основной массой (шлиф 34/49). В подошве этого горизонта цемент туфобрекчии красный, обожженный. В туфобрекчии единичные жилы кальцита имеют мощность до 0,60 м.

Эта туфобрекчия, в свою очередь, в основании мыса согласно налегает на мощную толщу сизо-серых песчано-галечных отложений с линзовидными прослоями зелено-серых разномзернистых песков и с пачками прослоев оливково-зеленых крепких тонкозернистых песчаников и бурых глинистых сланцев. Эта толща залегает с Пд $310-315^\circ$ ЮЗ $\angle 35-42^\circ$. За мысом Геяклен, в обн. 33 в устье широкого распада песчано-галечная толща контактирует с породами туфо-сланцевой серии. Контакт тектонический, с поверхностью по Аз. 240° ЮЗ $\angle 65^\circ$, с зеркалами скольжения и с брекчией трения. Под поверхностью контакта обнажаются раздробленные грязно-серые роговики с зелеными туфогенными сланцами и с пластовой дайкой видимой мощностью в 3 м. Отсюда на значительном протяжении, до устья р. Инчеутон берег сложен породами туфо-сланцевой серии, аналогичными породам на мысу Палавском. За это говорит, кроме сходства литологического состава, также присутствие туфогенных сланцев с обильным детритусом призматического слоя иноцерамов.

От описанного тектонического контакта и до обн. 31 высокий скалистый берег сложен переслаиванием линзовидных прослоев серых кремней с тонкими прослоями голубовато-зеленых туфогенных сланцев; имеются дайки хлоритизированного, карбонатизированного плагиоклазового порфирита (31/45, 32/48) и в деловии глыбы сланца с обломками иноцерамов. Породы интенсивно смыты, местами раздроблены и с подвижками, сохраняют общий наклон к востоку.

В обн. 31 среди описанных пород в основании склона имеется пластовая залежь мелкокристаллической массивной тяжелой руды буро-красного цвета. Залежь разбита на крупные глыбы. Взят образец руды для анализа (см. «Полезные ископаемые»).

Ниже оруденелой зоны породы имеют интенсивное малиновое окрашивание. Глыбы руды до 2 м встречаются по берегу на протяжении 60 м. Далее на протяжении 200 м береговой склон залесен, имеет оползневый характер с выходами буро-красного туфогенного сланца, чрезвычайно сильно раздробленного до состояния вязкой глинистой массы. В деловии глыбы зеленого туфогенного сланца с линзами кирпично-красных кремней, на отмели частая галька сланцев.

В 200 м, не доходя обн. 30, в зеленых крепких туффитах с жилками и минеральными кальцита замерено Пд 125° ЮВ $\angle 54^\circ$. В шлифе 30/43 порода определена: сильно измененный кристаллический туф порфирита. В обн. 30 в зеленых и красно-бурых туфогенных сланцах и туфах с дайкой (мощностью 2 м) интерсертального пироксенового андезита (30/42), Пд 93° В $\angle 45^\circ$. Отсюда до устья р. Инчеутока в непрерывном обнажении наблюдаются оливково-зеленые туфогенные сланцы, туфы, туффиты с линзовидными прослоями серых роговиков и, в одном случае, с линзами крепкого мергеля. Породы смыты, местами сильно раздроблены. Вначале залегание Пд 100° ЮВ $\angle 40^\circ$ и у устья р. Инчеутока становится западным. С Пд 280° СЗ $\angle 25^\circ$; таким образом, фиксируется антиклинальный перегиб слоев. В породах частые секущие и пластовые дайки сильно измененного плагиоклазового порфирита (шлиф 29/41). Ширина дна долины р. Инчеутока в устье около 250 м; дно долины плоское, склоны крутые, залесенные. У самого устья речка принимает большой приток слева. Между устьями рр. Инчеутока и Кинкиля береговая линия изгибается, образуя большой высокий Кинкильский мыс. Значительные возвышенности, располагаясь непосредственно у берега, дают и морскому берегу высокие обрывистые склоны. В начале по берегу обнажаются зелено-серые конгломераты с линзами туфогенного песчаника. В последнем редкие жилки кварц-халцедона и кальцита. В конгломератах неправильные секущие дайки, мощностью до 6 м, пироксенового андезита (шлиф 28/40). Дайки изгибаются и местами выклиниваются. Породы залегают с Пд 25° СВ $\angle 40^\circ$.

После перерыва (осыпи на протяжении 300 м) в обн. 28 наблюдается с тем же северным падением красно-бурая туфобрекчия с частыми пластовыми горизонтами и секущими дайками эффузивных пород. Этот комплекс имеет видимую мощность до 50 м, с северной стороны обрывается сбросом, имеющим наклон сбрасывателя по Аз. 190° ЮЗ $\angle 50^\circ$.

В приподнятом северном крыле внизу склона, образуя синклиналь, круто наклоненную к востоку, залегают бурозеленые туфогенные сланцы, туфы, туффиты с линзовидными неправильными прослойками красно-бурых роговиков, в подошве с линзовидным прослоем сланца с детритусом иноцерамов и с пластовой залежью эффузивной порфириновой породы [сильно измененный микроагломератовый туф пироксенового андезита (шлиф 27/29)].

Эти породы туфо-сланцевой серии аналогичны породам мыса Паланского. Выше на породах туфо-сланцевой серии в том же приподнятом крыле сброса с резким угловым несогласием по тектонической поверхности налегает эффузивный комплекс, аналогичный породам опущенного крыла, с падением к северу под углом 45° . Двигаясь далее к мысу Кинкильскому, бере-

говой склона слагают галечники зелено-серого цвета, в цементе с грубозернистым туфогенным песком с линзовидными прослоями такого же песка. Заметна слоистость. Наклон к северу под углом 33° . Галечники прорваны вертикальными широтными дайками (мощностью $1\frac{1}{2}$ — $2\frac{1}{2}$ м) полифирового андезита с гиалопилитовой основной массой (шлиф 27/39). В породе миндалины цеолитов и хлорита. Контакт этих галечниковых пород с породами туфо-сланцевой толщи не виден, можно предполагать его тектоническим. В составе галечника эффузивные породы, туфогенные песчаники и туфы. В верхней части горизонта галечников прослой (до 2 м) мелко- и грубозернистого оливково-зеленого слоистого мягкого песчаника. Пд 15° СВ $\angle 40^\circ$, причем здесь они прорваны секущей дайкой (мощностью 20 м), имеющей ориентировку Аз. 165° ЮВ $\angle 60^\circ$, с правильной отдельностью по Аз 260° ЗЮЗ $\angle 70^\circ$.

В обн. 27 описанные галечники согласно перекрываются эффузивным комплексом, слагающим самый Кинкильский мыс и далее берег до устья р. Кинкиль. В районе Кинкильского мыса, между обн. 27 и обн. 25, комплекс представлен наиболее типично, поэтому ему присвоено название свиты Кинкильского мыса. Здесь разрез свиты слагает туфобрекчия, сцементированная агломератовым туфом, и содержащая частые правильные горизонты лав [(шлиф 25/59) — андезит нитрофировый, бедный пироксеном]. Чередование туфобрекчии и лав правильное, мощность отдельных горизонтов до 4 до 10 м. Лавы часто имеют по падению тонкоплитчатую сланцеватую отдельность. Туфобрекчия в некоторых горизонтах окрашена в красно-бурый цвет. Преобладающее залегание слоев с наклоном на северо-восток под углом до 50° . Породы свиты часто секутся круглыми дайками, по-видимому также андезита, мощностью 1—10 м, широтного и меридионального простирания. По трещинам и в пустотах лав миндалины и прожилки кварц-халцедона.

В обн. 25, в устье ключа Водопадного, среди агломератовых туфов с секущими дайками и гнездами лав имеется прослой, мощностью 3 м, грубозернистого туфогенного мягкого песчаника с углистыми прослойками. Пд 0° С $\angle 25^\circ$.

Далее по берегу до обн. 24 в разрезе свиты преобладают туфобрекчии, сцементированные агломератовым туфом, чередующиеся с горизонтами агломератовых туфов и, в подчиненном залегании, с горизонтами массивных, чаще тонкоплитчатых лав. Мощность горизонтов до 15 м. Плитчатая отдельность параллельно залеганию. Имеются секущие дайки лав, местами столбчатой отдельностью. Породы горизонтов лав определены: шлиф 24/33 — витрофировый пироксеновый андезит; 24/34 — гипопилотакситовый андезит, бедный пироксеном; 24/35 — андезит оливинсодержащий.

В породах наблюдаются пустоты, выполненные халцедоном, кварцем, местами слабо окрашенным в голубой и сиреневый цвета. Породы свиты на данном отрезке берега залегают с наклоном к северо-востоку под углом до 50° , образуя северо-восточное крыло лежащей складки. Дальше до обн. 24, которым заканчиваются выходы коренных пород по берегу, наблюдается северо-восточное крыло складки с наклоном слоев к северо-востоку (60 — 70°) под углом 20 — 30° ; на фоне этого залегания имеется мелкая складчатость и поверхности нарушения. У обн. 24 виден шарнир этой складки, наведенной на следующую к востоку антиклинальную складку. В ядре последней агломератовые туфы с туфобрекчией. В разрезе опять чередование лав, туфобрекчии и агломератовых туфов. В составе лав: шлиф 24/30 — гипопилотакситовый андезит, почти без цветных минералов; 24/32 — долеритовый базальт, поствулканически измененный. Лавы имеют тонкоплитчатую отдельность. Туфобрекчия в контактах с горизонтами лав имеет кирпично-красный, как бы обожженный цемент. В породах обильные включения кварц-халцедона с кальцитом в виде трещин выполнения, миндалины и жеод.

В точке 23 к коренному берегу, представляющему здесь склон г. Налкапан, примыкает аллювиальная терраса, высотой 12—15 м; высота ее к устью р. Кинкиль постепенно снижается. Река в устье отклоняется к северу песчаной «кошкой» длиной около 3 км.

Правый берег р. Кинкиль в приустьевой части представляет травянистую тундру на поверхности широкой террасы. Эта терраса обрывается к морю уступом, высотой 10 м. В карнизе уступа (обн. 22) выходит слой лугового торфа, под ним желтая илистая песчаная глина, глинистый песок, ниже грубый плохо отсортированный иногда с кривой слоистостью галечник с ржавым железистым окрашиванием. Такой характер берега сохраняется при следовании дальше к устью р. Лесной. В 5—7 км от берега, параллельно ему, простирается невысокая гряда возвышенностей, срезанная р. Лесной. От подошвы гряды к современной линии берега идет пологий склон с уступами террас, сложенными четвертичными отложениями.

В 7—8 км от устья р. Лесной береговая терраса отходит внутрь, уступая место низкому песчаному берегу со следами старого русла р. Лесной в виде параллельных берегу ложбин, разделенных песчаными пересыпями.

Морской берег между рр. Лесной и Майнекадалана

Этот маршрут удобнее описывать с северо-востока, двигаясь к устью р. Лесной. Крайняя северо-восточная точка маршрута представляет мыс обн. 55, расположенный в 1,5 км к северо-востоку от устья р. Майнекадалана. Между этим мысом и устьем р. Теви береговая линия имеет изломанный контур с частыми скалистыми мысами и рифами. Берег высокий скалистый, дающий прекрасный почти непрерывный разрез вулканогенных образований свиты Кинкильского мыса.

На мысу обн. 55 наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Плотносцементированная туфобрекчия. Видимая мощность 10 м.
2. Агломератовый туф. Мощность 1 м.
3. Чередование туфобрекчии и лав.

В породах туфобрекчии миндалины и жеоде халцедона и кальцита. Наклон пород 150° ЮВ $\angle 40^{\circ}$. Чередование лав и туфобрекчий слагает берег до устья р. Майнекадалана. Лавы залегают правильными горизонтами мощностью от одного до нескольких метров, но, наряду с этим, встречаются пластовые линзовидные залежки лав. Часто в подошве мощных горизонтов лав туфобрекчия окрашена в кирпично-красный цвет. Генетически горизонты лав являются наземными покровными излияниями. Лавы по составу представлены: пиф 54/78 — широксенным поствулканическим измененным андезитом; пиф 54/79 — базонироксенным оливинсодержащим андезитом. Лавы расчленованы, с тонкоплитчатой отдельностью по падению. Породы свиты залегают с наклоном на восток и юго-восток под углом 45° .

В 1 км к ЮЗ от мыса обн. 55 в породах свиты отмечены три параллельные плоскости нарушений с наклоном 220° ЮЗ $\angle 60^{\circ}$ и с зеркалами скольжения.

Похоже, что движение масс происходило параллельно простиранию поверхности нарушения. Ближе к мысу имеется еще сброс по Аз. ЮЮЗ $\angle 37^{\circ}$, а амплитудой в 10 м. В породах обычное для свиты Кинкильского мыса присутствие миндалины, жилок, реже жеоде, кварц-халцедона и кальцита. В двух случаях встречены жеоде сравнительно густоокрашенного амethysta.

Участок берега между рр. Майнекадалана и Кейкандалана сложен породами того же характера — чередование туфобрекчий и горизонтов лав. Мощность горизонтов лав до 15 м. Наклон слоев в начале на СВ 70° $\angle 25^{\circ}$, затем на В 95° $\angle 40^{\circ}$. Имеются два сброса небольшой амплитуды (6 и 25 м) с падением сбрасывателей на юго-запад под углом 40° ; опущены юго-западные крылья. Прибой промыл громадную сквозную дыру

в выступающей части мыса обн. 57, благодаря чему мыс имеет вид кольца. Здесь в частом чередовании туфобрекчий с линзовидными тонкими залежами лав имеются две секущие вертикальные дайки с простиранием 226° ЮЗ (шлиф 57/82 — андезит пироксеновый миндалевидный). В 300 м не доходя устья р. Кейкандаланы, среди чередования туфобрекчий и лав имеется пачка (8 м мощностью) грубых туффитов с прослоями крепких туфогенных песчанников с Пд 45° СВ $\angle 40^\circ$.

Между устьем этой реки и р. Теви берег образует небольшой полуостров с мысом Такринен. Линия берега довольно изрезанная, с большим количеством небольших мысов с отходящими от них рифами. Оконечность полуострова или собственно мыс Такринен образует возвышенность, обрывающаяся в море высоким скалистым склоном и отделенная от суши седловиной.

На мысу слева в устье р. Кейкандалана в небольшом обнажении (склон здесь низкий) виден элювий бурых неслоистых глин со скорлуповатой отдельностью, затем пологий склон берега, покрытый кустарниками, сменяется на протяжении 200 м чередованием мелко- и грубозернистых песков, песчанников, прослоев туфогенного зеленого конгломерата из галек эффузивной породы порфировой структуры. Встречаются тонкие углисто-песчаные прослои с выклинивающимися прослоечками блестящего угля. В конгломератах обуглившиеся куски древесины. Слои лежат с Пд 100° ЮВ $\angle 36^\circ$.

Таким образом, эта пачка в береговом разрезе залегает под вулканогенными образованиями предыдущих обнажений. По залеганию и составу ее можно сопоставить с галечно-песчаными отложениями, согласно подстилающими свиту Кинкильского мыса у мыса Кинкильского. Дальше по берегу опять обнажаются туфобрекчий с горизонтами лав. Глыбы в туфобрекчий достигают размеров до 10 м^3 . Мощность горизонта лавы (шлиф 59/83 — витрофировый, пироксеновый андезит), слагающего мыс и рифы обн. 59, составляет 30 м. Простирание рифа меридиональное, что согласуется с восточным падением пород, в которых несколько дальше отмечено Пд 65° СВ $\angle 55^\circ$.

Самый мыс Такринен сложен туфобрекчий с горизонтами лав. Порода залегает с наклоном 56° СВ $\angle 56^\circ$. Имеется сброс по Аз 230° ЮЗ $\angle 60^\circ$, опущено западное крыло.

С южной стороны мыса, в 150 м не доходя распадка с водопадом, в основании склона обнажается пачка оливково-зеленых туффитов с прослоем (0,30 м) голубовато-серого крепкого туффита. Пд 85° В $\angle 40^\circ$. Выше чередование лав и туфобрекчий, слагающих по простиранию отдельную часть берега до мыса в устье долины р. Теви. Перед этим мысом отмечен сброс с Аз. ЮЗ $\angle 85^\circ$, опущено юго-западное крыло.

От мыса к устью р. Теви идет низкая песчаная «конка». Правобережье долины р. Теви представляет здесь низкую травянистую, часто заболоченную тундру.

От устья р. Теви берег ровной пологой дугой, образуя широкую открытую бухту, простирается в направлении к мысу Татоляна. Береговой склон высокий, крутой, на большей части своего протяжения хорошо обнаженный. В начале в береговом обрыве обнажаются породы свиты Кинкильского мыса — туфобрекчий и лавы.

Горизонты лав (шлиф 61/84 — долеритовый андезит) имеют мощность до 20 м. Характерно, что налегающая на такой горизонт туфобрекчия имеет в подошве кирпично-красный обожженный вид. Породы залегают с наклоном на юго-восток. Имеются сбросы. В 150 м, не доходя обн. 62, отмечен большой сброс по Аз. 270° З $\angle 75^\circ$; опущено западное крыло. По сбрасывающей брекчия (мощность 0,30 м), сцементированная кальцитом.

Интересное взаимоотношение пород представляется в обн. 63.

1. Черный аггломератовый туф с включением вулканического стекла.

2. Светло-зеленоватый слоистый песчаник с тонкими прослойками темно-серых песчанистых глин. Мощность 7 м.

3. Туфобрекчия с жилками далайцита.

4. Пакет уплотненной брекчии трения.

В пачке песчаников Пд $312^\circ \text{СЗ} \angle 45^\circ$. Контакты этой пачки с туфобрекчией и с аггломератовым туфом несомненно по тектоническим поверхностям, имеющим меридиональное простирание с очень крутым падением к востоку.

Пачка песчаников, увеличиваясь в мощности, прослеживается по склону на протяжении 100 м; в ней наблюдается прослойка тонкослоистого углестого песчаника, затем песчаники уходят под основание склона, будучи перекрыты породами свиты Кинкильского мыса. В обн. 64 в основании склона на мощность около 25 м и на протяжении 100 м вновь выходят слоистые песчаники в Пд $140^\circ \text{ЮВ} \angle 20^\circ$; по тектонической ломаной поверхности на них залегает выжатая линза светло-зеленого аггломератового туфа с массой зерен скольжения (шлиф 63/86 — витрокластический туф биотитового трахита). На нем мощный пласт — аггломератовый туф андезита (шлиф 64/88). Породы сечет широтный сброс с амплитудой 20 м; опущено южное крыло.

Песчаники дальше по берегу до устья р. Поньтонваям (обн. 70) обнажаются в основании склона, в некоторых местах слагают его на всю высоту (> 50 м). Залегание с наклоном в пределах азимутов 60°СВ и 105°ЮВ с углами от 30 до 50° . На фоне этого залегания в обн. 67 песчаники изогнуты в небольшую антиклинальную складку, в ядре ее голова вертикальной дайки, мощностью 10 м, с простиранием $295^\circ \text{СЗ} - 115^\circ \text{ЮВ}$.

Через 100 м в этих же песчаниках еще одна антиклинальная складка, заключающая пластовую дайку (мощность 1,5 м). Отметим еще в обн. 66 громадную скалу с промытым прибором сквозным проходом в ней, сложенную интереснейшим поствулканически измененным базальтом (шлиф 66/90). Базальт от окружающих песчаников ограничен сбросами.

Благодаря частым сбросам разрез песчанистой свиты повторяется. В основном она состоит из светло-сизо-серых мелко- и мелкозернистых песчаников, с углистыми остатками и налетами по наложению и с прослоями серых песчанистых глин, реже с прослоями углистых песчаников. Слоистость хорошо выражена, часто прекрасная тонкоопилчатая отдельность. Верх берегового склона слагает свита Кинкильского мыса — чередование туфобрекчии и лав; залегает она на песчаниках с угловым несогласием по тектонической поверхности, круто наклоненной к югу. Эта тектоническая поверхность (по-видимому, сброс) вскрыта обнажением по простиранию. В обн. 65 по этому сбросу в кровле песчаников имеется выжатый прослой желтовато-зеленых аггломератовых туфов, по виду и по залеганию идентичных витрокластическому туфу биотитового трахита обн. 64.

Между устьем р. Поньтонваям и мысом Татояна береговой склон сложен описанной толщей песчаников с прослоями песчаных глин. Часты мелкие подвижки и изгибы слоев. Имеется мелкая складчатость с опрокидыванием складок к западу; ближе к мысу появляются мелкие резкие вертикальные складки с разрывами по осевой поверхности, их западные крылья опять-таки более крутые. В целом на этом отрезке берега залегание с наклоном к юго-западу и к западу с углами $40-60^\circ$.

В обн. 71 у двух больших кежуров в песчаниках отмечена сложная дайка, мощностью от 10 до 40 м. Эта дайка состоит из двух слившихся разновременных даек. Более древняя состоит из витрофирового миндаловидного андезита (шлиф 71/97); вторая — из гипонилотакситового пироксенового андезита (шлиф 71/98).

Отмечены еще дайки, одна из них имеет в плане контур полукольца, при мощности от 3,5 до 10 м. Песчаники в контакте с дайками сильно смяты.

Порода даек сильно трещиновата, все говорит за участие даек в дислокации толщи песчаников. На отмели под мысом в песчаниках замерено $245^\circ \text{ЮЗ} \angle 57^\circ$.

Мыс Татоляна сложен породами свиты Кинкильского мыса. С северо-восточной стороны мыса на складчатую толщу песчаников налегает по поверхности с крутым наклоном к западу мощная пластовая залежь витрофирового пироксенового андезита (шлиф 72/99) с отчетливой столбчатой отдельностью, ориентированной с наклоном к востоку под углом 60° . В андезите жилы (мощность до 0,30 м) кальцита, ориентированные по Аз. 210° ЮЗ $\angle 40-80^\circ$.

В массе андезита имеются линзовидные залежи агломератового туфа и туфобрекчий.

На оконечности мыса на отмели видно, что андезит налегает на несколько измененных по виду песчаниках, причем в контакте появляется туфобрекчия, быстро возрастающая в мощности в западном направлении. В подстилающих песчаниках включены отдельные обломки туфобрекчий. По-видимому это срезанный тектонической поверхностью горизонт туфобрекчий с ее ксенолитами в подстилающих песчаниках.

С юго-западной стороны мыса Татоляна в обрыве чередование горизонтов лав, агломератовых туфов и туфобрекчий. В разрезе встречена пачка буро-зеленых туфов с двумя прослоями крепких туффитов (мощность 0,40 м). Пд 285° СЗ $\angle 60^\circ$. Аналогичная пачка была встречена в низах свиты Кинкильского мыса вблизи устья р. Кейкандалана. В породах наблюдаются жилы кальцита, реже миндалины и жеоды кварца и халцедона.

В 500 м от мыса к юго-западу в породах свиты Кинкильского мыса зона крупного тектонического нарушения. Мощность зоны 3,5—4 м; она хорошо прослеживается по склону в виде расселины. Наклон к югу под углом 75° . Зона представляет уплотненную раздробленную оливково-зеленую и бурую глинисто-песчаную породу с кусками агломератовых туфов.

Висячем боку туфобрекчий, переходящая в кровле в глинисто-песчаный грубый конгломерат. Выше его согласно залегают зеленые глинистые туффиты с прослоями сиреневых и светло-зеленых Пд 290° СЗ $\angle 32^\circ$. В своем западном продолжении тектоническая зона скрывается под террасу, сложенную крупными глыбами лав, в цементе между глыбами мягкая глинисто-песчаная порода. В целом это, по-видимому, древний пролювий. После некоторого перерыва в обнажениях от точки обн. 74 на протяжении 200 м до устья р. Ванияеом, склон сложен мощной угленосной пачкой, состоящей из чередования глинистых мелко- и тонкозернистых песков, мягких песчаных глин и прослоев бурого угля (последний разрез см. М. Ф. Двали, 1934).

Суммарная мощность 13 прослоев угля 17 м, при мощности отдельных пластов от 0,3 до 3,25 м. В верхней части угленосной пачки, в прослое песчаных глин отмечен горизонт плоских ноздреватых конкреций сферосидерита.

Залегание в начале с Пд 265° З $\angle 46^\circ$ становится в устье р. Ванияеом с Пд 330° СЗ $\angle 20^\circ$.

Выход угольных пластов этой же угленосной пачки отмечен вверх по речке в 100 м от ее устья. Здесь Пд 322° СЗ $\angle 43^\circ$. В следующих обнажениях, в 250 м выше по речке, обнажаются породы другого возраста. Здесь выходят выветрелые буро-серые агломератовые туфы поствулканически измененного андезита (шлиф 52/76° с включениями серых роговиков. Залегание неясно, так же как и в обнажении выше по речке на развилке, где выходят оливково-бурые неслоистые грубозернистые туфы, сильно трещиноватые с мелко-оскольчатой отдельностью (шлиф 52/77 — авгитовый витрофировый поствулканически измененный андезит).

Следует ли породы последних обнажений относить к свите Кинкильского мыса или к туфо-сланцевой серии, остается неясным.

Вверх от развилки до находящейся вдали горной гряды р. Ванияеом неглубоко прорезает обширную ровную тундру.

Вернемся на морской берег. В устье небольшой речки Кикоп к западу от р. Ванияеом по склону невысокой террасы наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

а) глинистые буро-зеленые пески и песчанистые глины с тонким прослоем угля (мощность 0,15 м), с прослоем плоских конкреций сферосидерита. Пд $265^{\circ} 3' \angle 44^{\circ}$;

б) грубозернистые оливково-серые пески с включениями угля и частыми тонкими углистыми прослойками;

в) то же, конкреции сферосидерита, тонкие прослойки угля. Пд $320^{\circ} СЗ \angle 51^{\circ}$.

В породах имеется гофрировка и нарушения с мелкими подвижками. Рыхлые песчаные отложения, начавшиеся от мыса Татоляна, продолжают и далее к западу от устья р. Клок. Соответственно берег здесь невысокий, пологий, обычно задернованный.

В обн. 75 в балке небольшого ключа среди песчанистых глин и песков с прослоями обнаружены три выхода прослоев кила.

Первый выход — на склоне балки на высоте 10—13 м над основанием, по-видимому, в нарушенном залегании наблюдаются сверху вниз:

а) под слоем почвы — прослойка кила светло-желтого, с зеленоватым оттенком, мелкобрекчиевидной структуры; легко размазывается пальцами, образуя липкую маслоподобную однородную массу. Мощность прослойки 0,15 м;

б) глина грязно-серая, песчанистая, вязкая, с тонкими углисто-песчаными прослоями; мощность 0,25 м;

в) линза (выжатая прослойка) кила подобного килу прослойки «б», мощность 0,30 м;

г) уголь матовый, ломкий, слоистый, с серножелтым налетом по отдельности, мощность 1,20 м;

д) глина серая песчанистая, слегка вязкая; все породы залегают с наклоном к востоку.

Второй выход. Приблизительно в 10 м выше (по вертикали) над первым выходом в русле и по склону обнажается под растительной землей пласт кила белого, с синеватым оттенком, мелкобрекчиевидной структуры, с ржавым налетом по отдельности. В кровле содержит линзы сырой вязкой песчанистой глины. Кил наощупь слегка песчанистый. Размазывается пальцами, обращаясь в салоноподобную массу. Видимая мощность прослоя 1,5 м. Залегание горизонтальное.

Гипсометрически около 5 м выше в русле ручья под серой песчанистой вязкой глиной обнажается кровля пласта белого песчанистого кила, подобного килу второго выхода.

Выход третий. Гипсометрически около 3 м выше над вторым выходом на склоне балочки ручья наблюдается сверху вниз:

а) кил белый с желтоватым оттенком мелкобрекчиевидной структуры, на ощупь совершенно непесчанистый, видимая мощность 1,30 м;

б) уголь матовый, слоистый, перемятый.

Залегание пород нарушено оползнями. В непосредственной близости к породам с килем отмечены здесь выходы брекчиевидной грязно-белой песчанистой породы, представляющей, по-видимому, аггломератовый туф кислых лав.

Выходы подобного туфа встречены на морском берегу в 80 м к западу от устья ключа. Здесь он залегает с наклоном к западу под углом 70° , перекрыт чередованием туфобрекчин с пластовыми залежами лав. Общая видимая мощность пород около 70 м. Породы описанного обнажения относятся к низам свиты Кинкильского мыса и залегают здесь в синклинали. В пользу этого говорит то, что далее по берегу за широким распадком начинается большое обнажение на всю высоту склона (обн. 763). В восточном конце обнажаются песчаники слоистые, светло-коричнево-серые, с прослойками таких же более твердых песчаников. Пд $79^{\circ} СЗ \angle 34^{\circ}$.

В западном конце обнажения на мощность 40 м выходят коричнево-серые глины с прослоями песчаников и с тонкими углистыми прослойками. Пд $260^{\circ} ЮЗ \angle 35^{\circ}$.

Таким образом, слои здесь изогнуты в антиклинальную складку. В 60 м к западу в начале восточного склона мыса появляются выходы оливково-зеленых лав, сильно раздробленных с зеркалами скольжения и с трещинами крупной отдельности по Аз. $270^\circ \text{З} \angle 36^\circ$. Это породы свиты Кинкильского мыса, слагающей берег далее к западу на значительном протяжении.

Восточный склон мыса (обн. 78) сложен обычным для свиты чередованием туфобрекчий с горизонтами лав, встречаются прослои светлых крупнозернистых туффитов. В залегании наблюдается необычайная нарушенность в виде изменения углов наклона, поверхностей скольжения, мелких сбросов.

Из-за массы нарушений истинное залегание неясно; ближе к мысу отчетливо выявляется северо-западное падение. В обн. 78 отмечены темно-оливково-серые тонкозернистые туффиты с прослоями и линзами грубозернистых туффитов с тонкими угольными прослойками с обломком ствола ($l = 3 \text{ м}$) обуглившегося дерева, расположенного перпендикулярно к наслению. Пд $345^\circ \text{СЗ} \angle 21^\circ$.

Отсюда до мыса (обн. 80) по склону развита туфобрекчия с пластовыми залежами лав. Породы сильно трещиноваты, местами раздроблены. Отмечены наклоны к северо-востоку и юго-востоку под углом в 45° . На мысу у кекура «Двойного» под действием вулканогенных пород пологую нижнюю часть склона слагают светло-серые песчаники с прослоями глины и с секущей дайкой. Эти породы интенсивно дислоцированы и ограничены нарушениями от свиты Кинкильского мыса. Далее по берегу породы этой свиты на небольшом протяжении перекрыты молодым комплексом вулканогенных образований, состоящих из чередования горизонтов лав, туфобрекчий и туфов. Кекур «Двойной», а также соседний к западу мыс с тремя большими кекурами сложен лавами этого комплекса со столбчатой отдельностью; шлиф 80/114 — интерсертальный базальт, шлиф 81/118 — олифиновый базальт с долеритовой основной массой. Залегание пород комплекса производит впечатление ненарушенного, чем сильно отличается от залегания сходных по характеру соседних пород свиты Кинкильского мыса.

За мысом, в 200 м к западу от третьего южного кекура, в основании склона в чрезвычайно нарушенном переметом залегании вновь появляются серые мелкозернистые песчаники с прослоями темно-серых песчаных глины и с дайками стекловатого андезита (шлиф 80/115). В контакте с ними песчаники уплотнены, а глины оброговикованы. Выше на склоне эти породы тектонически контактируют (простираются $\text{СЮ} \angle 90^\circ$) с дислоцированными породами свиты Кинкильского мыса. Последние далее по берегу перекрыты по неправильной, но в общем горизонтальной поверхности уже упомянутым молодым эффузивным комплексом. Характерно, что жилы кварц-халцедона и кальцита в породах свиты Кинкильского мыса обрываются у поверхности налегания пород молодого комплекса. Простираются пород последнего обрывается сбросом, за которым на всю высоту склона идут дислоцированные породы свиты Кинкильского мыса вначале с наклоном к северу под углом 45° , затем с Пд $125^\circ \text{ЮВ} \angle 20^\circ$. По-видимому, здесь обнажена нижняя часть свиты, так как в 200 м далее по берегу в основании склона, под туфобрекчией в нарушенном залегании появляются выходы грязно-белого туфа, песчаных глины, песков и кила, т. е. породы аналогичные обнажению 76.

В обнажении 82 (Азимут на островок Чемева — 311°СЗ) эти породы находятся в коренном залегании. Разрез по склону (сверху вниз):

1. Грязно-белый крепкий туф, сильно трещиноватый, с оскольчатой отдельностью, с обильным ржавым окрашиванием. Видимая мощность 20 м. Пд (?) $210^\circ \text{ЮЗ} \angle 35^\circ$. Шлиф 82/120 — биотитовый трахит.

Порода аналогична туфам обн. 76 и предыдущего.

2. Синевато-серая, местами оливково-зеленая, вязкая киллоподобная глина. Мощность 1 м.

3. Темно-серая до черной, хрупкая стекловатая лава со скорлуповато-

конкреционной отдельностью. Мощностью 5—7 м. Шлиф 82/112 — биотитовый витрофировый трахит.

4. В основании склона туфогенная порода, похожая на слой 1, с включением обуглившихся кусков древесины и туфобрекчий.

Отсюда до обн. 84 высота берегового склона значительно снижается, породы часто в оползне, обнаженность плохая. Весь участок берега сложен толщей светло-серых слоистых песчаников с прослоями песчаных глин. Отмечены две небольшие дайки сильно трещиноватой мелкозернистой породы.

Залегание песчаников похоже на горизонтальное.

В обн. 84 (азимут на острове Чемецтр 35° СВ), к востоку от устья ключа наблюдается разрез песчанистой толщи, интересной первыми находками фауны:

1. Песчаник мягкий, серый, железистый, с прослоем крупных конкреций песчаника. Пд 275° 3' \angle 25°.

В песчанике редкая галька и редкие отпечатки крупных пелеципод.

2. В 120 м далее в аналогичных песчаниках в нарушенном залегании из ракушняка (обломки в делювии) и из крупных песчаных конкреций определена следующая фауна: *Cardium snatolensis* L. Krisht., *Nemocardium* cf. *kovatschensis* L. Krisht., *Pitaria chemetchensis* L. Krisht., *Macrocallista chemetchensis* L. Krisht., *Solen* ex gr. *snatolensis* Slodk., *Maetra* (*Spisula*) sp., *Ostrea* sp. cf., *O. kovatschensis* Slodk., *Polinices* sp.

Против обн. 83 располагается о-в Чемецтр. Это небольшой островок конусовидной формы с обрывистыми северо-восточным и более пологим юго-западным склоном. Высота острова 70—80 м; сложен зеленовато-серой массивной кристаллически зернистой породой (шлиф 51/71 — диабаз лейкократовый с тончайшим микрогематитом; шлиф 51/72 — плагиоклазит кварцевый). На северной стороне на высоте 5—8 м среди этих лав имеется линза или гнездо крупных обломков и валунов эффузивных пород. Характерна правильная отдельность по вертикальным трещинам меридионального простирания и менее резко выраженным широтным трещинам с углом наклона в 65°.

Коренные выходы пород по морскому берегу заканчиваются в обн. 84. В 500 м к западу к коренному берегу примыкает высокая ($h = 14$ м) ровная терраса с галечниками в карнизе. Поверхность террасы покрыта тундрой и полого поднимается к подношью высокого увала, образующего правый борт долины р. Лесной. На склоне увала, в балке (обн. 85) в небольшой расчистке обнаружен аллювий серых и темно-бурых глинистых песков с прослойком мелкозернистого песчаника. Это наблюдение, а также мягкий рельеф склонов увала позволяют считать, что он сложен породами песчаной толщи, встреченной выше в обнажениях по морскому берегу.

Между упомянутой террасой, отходящей внутрь берега, и береговой линией располагается низменное пространство, занятое современными песчано-илистыми наносами. В пониженных местах эта местность заливается во время полных морских приливов; она прорезается старым руслом р. Лесной, отгороженным от моря длинной песчано-галечной «кошкой». Аналогичную картину мы уже наблюдали и для левобережья устья р. Лесной. Таким образом, устье р. Лесной в недалеком прошлом располагалось на значительных расстояниях то к югу, то к северу от его современного положения.

Описание маршрута: р. Тевя — верховья р. Оветкотона

Нижнее течение р. Тевя бедно обнажениями. Правобережье представляет низкую тундру; река подмывает левый склон долины.

От морского берега и до устья левого притока — р. Кейневеем, берег высокий, крутой, сложенный породами свиты Кинкильского мыса. Слева, в устье р. Кейневеем, выход туфобрекчий с пластовыми залежами лав. В последних отдельность с наклоном к востоку под углом 55°.

Речка Кейневеем врезается каньоном в широкое дно своей древней долины, дающее на р. Тевы высокую (до 35 м) террасу с аллювиальными галечниками в карнизе.

В основании этой террасы, в обн. 278, выходят зеленоватые и сизо-серые мягкие песчаники с фауной гладких и ребристых пелеципод. Пд 150—180° Ю \angle 22°. Отсюда определены: *Acila (Truncancila) sp.* (cf. *A. carstensis* Hinds).

В следующих вверх по реке обнажениях на правом берегу отмечены небольшие выходы пород свиты Кинкильского мыса — туфобрекчия с горизонтами или залежами лав (шлиф 276/204 — интерсертальный базальт). В лавах хорошая отдельность по Аз. 290° СВ \angle 39° и Аз. 355° С \angle 58°.

В обн. 275, перед выходом р. Тевы из ущелья, невысокие увалы на левом берегу сложены грязно-белым с ржавыми пятнами окремнелым агломератовым туфом, местами с включением туфобрекчии. Пд 30—40° СВ \angle 55°. Эта порода близко похожа на такие же туфы, встреченные на морском берегу в подошве свиты Кинкильского мыса.

Отсюда выше — долина реки узкая, склоны высокие залесенные. В редких небольших обнажениях в основании берега наблюдаются выходы туфобрекчии и лав свиты Кинкильского мыса (шлиф 273/202 — андезит с микроклеритовой основной массой). Залегание пород неясно.

В следующих обнажениях, в верхнем конце ущелья, наблюдаются оливково-зеленые тонкозернистые туфы, с ржавым окрашиванием с осколчатой неправильной отдельностью. В шлифе 271/200 эта порода оказалась миндалевидным плагиоклазовым порфиритом. Залегание ее неясно, также осталось неясным, следует ли ее относить к свите Кинкильского мыса (порфиритов там не было встречено) или к туфо-сланцевой серии, с породами которой она имеет значительное сходство.

Характер долины реки несколько меняется; склоны, оставаясь высокими, приобретают мягкие контуры, по склонам среди зарослей кедровника видны высыпки белых пород.

В обнажениях по берегам р. Тевы выступает белая кремнистая трещиноватая порода с отдельностью, похожей на слоистость по Аз. 270° В \angle 47°. Совершенно аналогичные породы из соседних обнажений выше по реке оказались продуктами кислых лав (см. ниже).

Среди этих кислых дислоцированных лав наблюдаются громадные скалы витрофирового андезита (шлиф 270/199), со столбчатой отдельностью. Похоже, что эта мощная вертикальная дайка, выклинивающаяся в правом борту долины.

Выше за излучиной речки справа по высокому склону громадное обнажение (обн. 267), сложенное характерными белыми кремнистыми породами. В их составе преобладают белые брекчиевидные агломератовые туфы с линзами и, по-видимому, с мощными горизонтами желтовато-белых полосчатых в изломе, с тонкоплитчатой отдельностью, кремнистых сланцев, которые в шлифах определились: шлиф 264/187 — фельзит-порфир офировый, несколько окремнелый; 264/192 — сильно измененный кварцсодержащий порфирит; 264/192 — офировый порфирит без цветных минералов.

Встречаются прослои (до 3 м) слоистой мелкозернистой породы (шлиф 264/193 — карбонатизированный туф порфирита), темно-серой, почти черной глинисто-песчаной породы (по-видимому, также туф) и большие участки щебневатого агломерата из угловатых кусков всех этих пород, спементированных агломератовым туфом кварц-порфирита (шлиф 264/191). Среди этих пород в неясных условиях залегания (дайка?) отмечен выход андезита или порфирита из кислых членов ряда.

Этот вулканогенный комплекс кислых лав и их туфов обнаруживает явную дислоцированность в виде наклона поверхностей раздела, переместности, рассланцованности и наличии сбросов с подвижками по ним. Судя по выдерживающейся ориентировке тонкоплитчатой отдельности в лавах,

параллельной их залеганию, общий наклон пород к западу и северо-западу под углами $50-70^\circ$.

На левом склоне долины над описанными породами залегают туфобрекчии и лавы свиты Кинкильского мыса. В их составе определены и туфобрекчии: шлиф 267/194 — оливинсодержащий андезит, несколько поствулканически измененный; в лаве шлиф 267/195 — пилотакситовый андезит без цветных минералов. Мощность горизонтов лав достигает десятков метров.

Выше по реке, в обн. 262, обнажается пачка осадочных отложений, скрывающаяся по падению под вулканогенные кислые образования обн. 264. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. В оползне — вязкая песчано-глинистая порода с трещинами усыхания, переходящая в маслянистый светло-желтый мягкий кил. В этой породе включены обломки прослоя (мощность до 0,60 м) слоистой зеленоватой кремнистой породы (шлиф 263/180 — афировый витрофировый андезит).

2. Зеленовато-серый кремнистый мергель (?) с углистыми остатками. Видимая мощность 1,5 м.

3. Осыпь.

4. Порода, аналогичная «2». Видимая мощность 2,5 м.

5. Оливково-зеленый грубый глинистый песок с линзовидными прослоями крепких глин и с двумя прослоями (мощн. 1,5 м) брекчиевидного микроконгломерата. Мощность 15 м. Пд 290° СЗ $\angle 31^\circ$.

Вертикальная жилка кварц-халцедона.

6. Крепкие оливковые оскольчатые глины, в подошве с прослоем тонкоплитчатой темно-коричневой породы (туф?).

Вверху склона над описанными породами залегает брекчиевидный глинисто-песчаный конгломерат из кусков дацитовых лав (шлиф 963/186), выше зеленоватые глины, глинистые пески с линзами крепких туфогенных песчаников (туфов). Пд 320° СЗ $\angle 25^\circ$.

Имеется сброс по Ав. 270° З $\angle 70^\circ$, $a = 8$ м.

Не являются ли породы этого обнажения стратиграфическими аналогами песчано-угольных отложений с килем, встреченных на морском берегу к западу от мыса Татоялна?

Участок долины реки вверх от обн. 262 и до обн. 258 сложен породами свиты Кинкильского мыса. Здесь на левом берегу в разрозненных выходах можно видеть туфобрекцию с пластовыми залежками лав (шлиф 261/182 — микродацитовый базальт), а также с дайками, по-видимому, того же состава. Залегание пород неясно, в обн. 261 оно представляется горизонтальным.

На левом борту долины располагается возвышенность Ирвентну, с острыми гребнями и вершинами, с крутыми расчлененными склонами. Возвышенность сложена светлой, издали ржаво-белой, породой. Выходы последней наблюдаются на реке выше ее поворота к востоку. Эта белая с ржавыми пятнами и разводами мелкокристаллическая зернистая порода определена в шлифе 253/181 как биотитовый дацит. Характерно, что в сильно выветрелой зоне этот дацит включает по трещинам липкую жирную зеленоватую породу, весьма похожую на кил.

Вверх от обн. 250 река вновь прорезает образования свиты Кинкильского мыса — туфобрекчии и лавы с дайками роговообманкового и пироксенового андезита (шлиф 248/178). В обн. 247, против устья р. Топаханы, туфобрекчия походит на грубый галечник с заметной слоистостью. Имеются прослои грубозернистых микрогалечников, жилки кварц-халцедона и обломки обуглившейся древесины. Наклон слоев к северо-востоку под углом 5° .

На меридиане возвышенности Ирвентну можно перевалить в р. Оветкотону. Здесь ширина междуречья всего 4,5 км. Водораздел плоский, широкий, с отметкой 320 м над уровнем моря, с крутым склоном к р. Теви, а в сто-

рону р. Оветкотоны спуск идет по широкой заболоченной балке. На р. Оветкотоне, в 4 км ниже спуска с перевала, слева открывается широкая боковая долина, с ложем, образованным высокой аллювиальной террасой. У правого и левого склона этой долины дно ее прорезано двумя притоками р. Оветкотоны — р. Гетерланваам и р. Парврваам. На ровной поверхности ложа долины высятся останцы овальной формы, сложенные чередованием туфобрекчий и лав свиты Кинкильского мыса, с залеганием, похожим на горизонтальное.

Долина р. Оветкотоны в этой части характеры обилием хорошо выраженных террас. Склоны долины на значительном протяжении вверх, до устья р. Телпаньоны, высокие, расчлененные, но с мягкими контурами и залесенные. Обнажения редкие, приурочены к основанию нижней террасы и боковым балкам бортов долины. Слагающие породы относятся к свите Кинкильского мыса. Чаще встречаются отдельные выходы сильно трещиноватых, а также рассланцованных андезитовых лав. Иногда лавы встречаются с туфобрекчий, редко с агломератовыми туфами. Отмечены также дайки и обычные для свиты включения и жилки кварц-халцедона. Породы из горизонтов лав определены: шлиф 204/146 — интерсертальный пироксеновый андезит; шлиф 205/147 — интерсертальный гиперстеновый андезит; шлиф 206/149 — витрофировый пироксеновый андезит; шлиф 214/150—152 — микродолиритовый пироксеновый андезит; шлиф 218/54 — интерсертальный пироксеновый андезит.

Кроме этих пород, были обнаружены в нескольких обнажениях (247, 215, 216) выходы светлоокрашенных дацитовых лав (шлиф 215/152а — дацит, богатый кварцем; шлиф 216/153 — биотитовый дацит) того же характера, что и на р. Теви. Здесь они появляются в небольшой антиклинали, осложняющей широкую синклинали, сложенную нижней частью свиты Кинкильского мыса, с углами наклона крыльев синклинали до 40°.

Интересно отметить, что в низах разреза свиты в обн. 218, так же как и в ряде других обнажений (247, морской берег), в туфобрекчии с линзами грубозернистого туффита были найдены куски обуглившейся древесины. От устья р. Телпаньоны и до перевала через Срединный Камчатский хребет сохраняется значительная выработанность главной долины. Расчлененные склоны дают массу мелких бурных боковых притоков. Главная долина имеет в плане четковидный контур; дно ее выполнено отложениями террас. Современное русло реки глубоко врезано в древнее дно долины, что повлекло образование узких каньонов — «щек». Обычно борта «щек» представляют склоны террас с галечниками в карнизе.

Ландшафт склонов долины, особенно в верхнем течении р. Оветкотоны, имеет альпийский тип с резкими обнаженными гребнями, пиками, с небольшими активными и отмершими карами. Помещенные на карте (1 : 100 000) вершины с отметками до 1200 м не являются максимальными.

Выше устья р. Телпаньоны и до перевала через Срединный Камчатский хребет верховья р. Оветкотоны прорезают мощную толщу сланцевых и туфогенных пород, в значительной мере измененную и являющуюся по возрасту, очевидно, дотретичной.

Представление о разрезе толщи приходится основывать на редких разрозненных обнажениях. Только ближе к водоразделу хребта появляются хорошо обнаженные участки долины.

В первом обнажении (№ 220) этой толщи выступают оливково-зеленые, с участками буро-красных, туфогенные сланцы с брекчиевидной отдельностью. Порода пронизана жилками кальцита и кварца. Пд 305° СЗ \angle 55°.

В следующих обнажениях до устья р. Кайгвита (обн. 223) — темно-серые, до черных, песчано-глинистые и глинистые сланцы с тонкоплитчатой сланцеватой и сланцевато-шестоватой отдельностями. Иногда на поверхности сланцев слабый шелковистый блеск. В сланцах в подчиненном залегании прослойки оливково-серых крепких песчаников различной мощности.

Загадочно присутствие среди сланцев в обн. 221 крупных шарообразных валунов¹ карбонатизированного плагиоклазового порфирита (шлиф 221/158).

В 200 м выше в обн. 223 переслаивающиеся сланцы и песчаники секутся вертикальной дайкой интерсервального поствулканически измененного андезита (шлиф 223/162), мощностью в 1 м, с простиранием 310° СЗ — 130° ЮВ.

На фоне общего восток-северо-восточного падения слоев наблюдается мелкая складчатость и перематость.

В следующих трех зафиксированных обнажениях (224, 225, 226) выступают черные глинистые сланцы с линзовидными прослоями крепких мелкозернистых песчаников; залегание нарушенное, местами сланцы смяты, с мелкой складчатостью и с мелкими разрывами. Среди сланцев отмечен выход (по-видимому, дайка) карбонатизированного андезита (шлиф 224/163).

На описанных сланцах в обн. 226 налегают, образуя пороги на реке, зеленые роговиковые породы и глинисто-кремнистые сланцы с Пд 195° ЮЗ $\angle 54^\circ$. Эти породы имеют значительное внешнее сходство с породами Паланского мыса, залегающими в основании туфо-сланцевой серии. Сланцы, по-видимому, туфогенные, очень крепкие с сланцевато-оскольчатой отдельностью, с ржаво-бурым налетом по отдельности.

Затем в разрезе по реке в ядре антиклинальной складки появляются темные зеленовато-серые глинистые сланцы с шелковистым блеском, с линзами и прослоями крепких песчаников, уже знакомые нам по обн. 221—226. Эти сланцы вскоре (в обн. 231—233) уходят под буро-красные, местами зеленые, кремнистые сланцы с прослоями и линзами мутных белых кремней, мощностью до 1,5 м. Сланцы чрезвычайно похожи на породы мыса Паланского. Залегают с Пд 95° В $\angle 40^\circ$. В обн. 223 кирпично-красные и зеленые мелкозернистые плотные туфы с линзами кремней содержат рассеянные кристаллы пирита.

Отсюда последний отрезок долины, включая седловину перевала через Срединный Камчатский хребет, сложен однородной толщей темно-зеленых тонкозернистых плотных туфов, местами буро-красного цвета. Залегание трудно улавливается. Характерна брекчиевидная структура, но порода остается плотносцементированной; часты жилки кремня, кальцита. Имеются нарушения, зеркала скольжения с хлоритизированными поверхностями.

Из долины р. Оветкотоны подъем на перевал короткий, открытый и сравнительно пологий. Самый перевал имеет абсолютную отметку 660 м и представляет широкую седловину, с шириной собственно водораздела хребта всего в 40 м. С восточного склона перевала начинаются верховья левого притока р. Караги.

На обратном пути по р. Оветкотоне был сделан подъем на левый борт долины против обн. 225.

Нижняя часть склона сложена черными глинистыми сланцами с подчиненными прослоями крепких серых песчаников. Пд 140° ЮВ $\angle 29^\circ$. Верхняя крутая часть склона сложена зелеными и буро-красными окварцованными сланцами, подобными породам обн. 227 и 231. На широком (300—200 м) плоском водоразделе склона долины (450—500 м высоты над уровнем реки) — россыпи хорошо окатанной гальки несомненно аллювиального происхождения. Отсюда хорошо виден ландшафт водораздельной части склона Срединного Камчатского хребта. Наряду с гребнями и острыми пиками наблюдаются с более высокими отметками вершины столового типа. Такая вершина находится на простирании водораздела обн. 242, будучи посажена на нем в виде нашлапки — останца лавового покрова, лежащего горизонтально (шлиф 239/171 — очень сильно измененная лава).

¹ См. спуску на стр. 6.

Описание маршрута по р. Левой Лесной

Река Лесная состоит из двух крупных почти равновеликих ветвей, сливающихся в одно русло в 11 км выше от устья. Правая — под названием р. Оветкотона течет в широтном направлении, Левая Лесная — в юго-восточном направлении.

Река Оветкотона имеет большой левый приток — р. Алкауру,¹ по долине которой идет зимний путь на перевал через Срединный Камчатский хребет в долину р. Караги.

В сторону моря долина р. Лесной очень широко открывается. Ее ложе представляет обширную низменность, выступающую в море, сложенную рыхлыми песчано-галечными износами. Старые русла р. Лесной к югу и к северу от ее современного устья указывают на блуждание реки перед ее впадением в море. Здесь имел место процесс, аналогичный образованию Усть-Камчатской низменности, но только в меньшем масштабе и не столь отчетливый.

Течение реки даже в приустьевой части очень быстрое. В полные приливы подпор воды не достигает сел. Лесного, отстоящего от берега моря всего в 6 км.

Первые обнажения коренных пород появляются непосредственно выше сел. Лесного. Здесь река срезает гряду возвышенностей, простирающуюся в юго-западном направлении. В первом, снизу по реке, обнажении 208 наблюдается мощный горизонт (видимая мощность 15 м) тонкоплитчатых лав (шлиф 208/172 — пироксеновый андезит с гиапонилитовой основной массой), на нем туфобрекчия (мощность 4 м) и пачка туфогенных песчаников, песчаных глин и аггломератовых туфов. Пд 297° СЗ \angle 55°.

Выше, на мысу слева, мощный горизонт лавы со столбчатой отдельностью, ориентированной с наклоном на юго-восток под углом 35°. (Шлиф 208/17 — базальт с микродолеритовой основной массой). В следующем обнажении — тонкоплитчатая лава (шлиф 209/177 — флюидальный пироксеновый андезит, оливинсодержащий), затем опять туфобрекчия.

Эти вулканогенные образования принадлежат свите Кинкильского мыса. Залегают с наклоном к северо-западу. В лавах по трещинам и гнездам отмечены выделения халцедона и слабоокрашенного амethysta. Плитчатая отдельность лав ориентирована по падению свиты. Имеются плоскости крупной отдельности с наклоном к северо-востоку под углом 40°.

Стратиграфически ниже свиты Кинкильского мыса в обн. 210 выход грязно-желтовато-белого аггломератового туфа с мелкими жемами и выделениями кремня. В шлифе 210/179 порода определена как витрокластический туф трахита.

По составу и залеганию под свитой Кинкильского мыса этот туф является аналогом фельзит-порфировых пород р. Теви и туфов в морском береговом разрезе (например, обн. 40, 63).

Отсюда выше до летовья Татоля река протекает среди отложений пойменной террасы. Левый склон долины представляет высокую террасу. В единственном обнажении 281 отмечен выход серых мягких неслоистых песчаников с неправильной отдельностью. Наклон на северо-восток под углом 70°. В 300 м ниже по реке на склоне той же террасы — делювий серых мелкозернистых мягких песчаников и песков с мелкими углистыми остатками, тонкослоистых мягких песчаников.

Аналогичные породы слагают на правом берегу долины широкий увал с мягкими контурами. Здесь на склоне в обн. 86 светло-сизо-серые слоистые песчаники, залегающие прослоями среди мягких тонкослоистых песчаников. Пд 93° В \angle 67°. Имеется мелкая складчатость. К склону увала приклонена терраса с относительной высотой в 6 м. Вниз по реке высота этой

¹ На карте 1 : 1 000 000 лист 0—57 этот приток назван Веантлелваам.

террасы увеличивается до 12—14 м (обн. 84), а вверх заметно уменьшается. Это обстоятельство и быстрое течение р. Лесной говорят за недавнее понижение базиса эрозии.

Высокие аллювиальные террасы с обоих берегов сопровождают р. Лесную при выходе ее из горной долины у корякского летовья Татоля. В поперечном профиле долина имеет по бортам сравнительно высокие расчлененные возвышенности с мягкими контурами залесенных склонов, широкое дно, выполненное аллювиальными отложениями и врезанное в это дно древней долины современное русло реки. Благодаря боковой эрозии ширина русла (включая пойменную террасу) довольно значительная. Такой характер долина реже сохраняет на всем протяжении своего среднего течения до устья р. Ватаанай.

В редких обнажениях левого склона долины между летовьем Татоля и устьем р. Кокатапы наблюдаются выходы дислоцированных лав с тонкоплитчатой отдельностью, а также туфобрекчий и агломератовых туфов. Об углах наклона приходится судить по ориентировке тонкоплитчатой отдельности горизонтов лав, которая обычно параллельна залеганию, и по прослоям туфов среди туфобрекчий. В лавах встречаются жилки халцедона. В составе лав определены: шлиф 283/307 — андезит с микроклеритовой основной массой; шлиф 285/209 — пироксеновый андезит с интерсертальной основной массой.

Следует отметить появление в обн. 285 в неясных условиях залегания грязно-зеленовато-серых агломератовых окремнелых туфов, внешне очень сходных с туфами кислых лав на р. Теве (обн. 264).

Выше устья р. Кокатапы левый берег р. Лесной на значительном протяжении представляет высокую аллювиальную террасу. Ее обширная ровная поверхность, уходящая к югу, образует дно древней долины р. Кокатапы. В обн. 292 по склону террасы обнажаются массивные темно-серые лавы с глыбовой отдельностью (шлиф 292/210 — интерсертальный пироксеновый андезит).

На противоположном правом борту долины в обн. 295 и 294 — туфобрекчия с горизонтами лав. Против устья р. Кейнигевесем на поверхности террасы обильные россыпи кокатапских плиток и обломков белых лав, аналогичных кислым лавам р. Теве. Свита Кинкильского мыса, к которой относятся вышеописанные выходы лав и туфобрекчий, сменяется новыми отложениями на линии двух небольших озер, симметрично расположенных с обеих сторон реки.

Озеро Ламкоилеи имеет удлиненно-овальную форму, расширяющуюся к северу. Его длина до 2 км, при ширине до 700 м. Восточный берег низкий, местами заболоченный; западный берег проходит в основании крутого склона возвышенности, сложенной, судя по деловию, свитой Кинкильского мыса. Озеро расположено на высокой террасе (около 70 м над уровнем р. Лесной), заходящей глубоко в левую боковую долину.

Другое озеро — Тайнегетеген имеет округлую форму с диаметром около 0,5 км и низкие заросшие осоккой берега. Оба озера являются, по-видимому, реликтами более обширных речных озер-разливов, существовавших при положении речной сети на уровне упомянутой высокой террасы. Кроме этой последней, хорошо выражены высокие широкие террасы с отметками 20 м и 30—40 м над уровнем реки.

В обн. 298 наблюдается выход зеленовато-серого, участками буро-красного, тонкозернистого сильно измененного туфа порфирита (шлиф 298/214), с жилками кварца и кальцита. Наклон $320^\circ \text{ СЗ } \angle 80^\circ$.

Эта порода типична для туфо-сланцевой серии. То же следует сказать и в отношении скалистого выхода в обн. 299 диабазового сильно измененного порфирита (шлиф 299/215).

Интересные условия залегания пород различного состава наблюдаются по левому склону долины. В устье балки большого ключа Акавыи, в обн. 304,

низ склона сложен породами туфо-сланцевой серии — зеленовато-серыми тонкозернистыми туффидами с прослоями темно-серых глинисто-песчаных сланцев. Пд 75° СВ $\angle 37^\circ$. Гипсометрически выше, слагая на значительном протяжении среднюю часть борта долины, залегают белые кремнистые породы. В обн. 301 и 302 — это белые с коричневатым оттенком мелкозернистые массивные туфы или такие же с прекрасной тонкоплитчатой отдельностью. Из них под микроскопом определены: шлиф 301/216 — андезит — дацит; шлиф 302/219 — окварцованный сильно измененный кварцевый порфир.

По верху склона долины видны покровы лав в виде останцев на отдельных вершинах. В частности, верхнюю часть склона г. Акавын слагает на высоту 150 м лава, типа мандельштейна, с крутой столбчатой отдельностью (шлиф 303/220 — рогово-обманковый плагиоклазовый порфирит).

Кислыми лавами сложен крупный обособленный холм на левом борту долины. Таким образом, здесь на древней туфо-сланцевой серии налегает покров (?) кислых лав, аналогичных лавам р. Теви, перекрытых, в свою очередь, покровом порфирита. Этот порфирит с большим основанием следует относить к свите Кинкильского мыса, чем к молодым четвертичным покровам.

В обнажениях по реке породы туфо-сланцевой серии сменяются сланцами, аналогичными встреченным нами на р. Оветкотоне. В обн. 300 выступают серые глинисто-песчаные сланцы с линзами зеленоватых плотных туффилов с жилками кальцита.

В следующих, вверх по течению реки, обнажениях 305 и 304 наблюдаются черные глинистые сланцы с шелковистым блеском на поверхности, с линзами и прослоями зеленовато-серого плотного песчаника. В сланцах мелкосланцеватая отдельность, зеркала скольжения по наложению. Пд 280° СЗ $\angle 40^\circ$. Такие же сланцы с прослоями песчаников, но с восточным падением, слагают правый склон долины против устья р. Ватапнай. Местами (обн. 307) сланцы и песчаники имеют вид частого тонкого переслаивания. Характерна выдерживающаяся на значительном протяжении (обн. 307—309) ориентировка хорошо выраженного кливажа с колебанием азимута и угла в пределах СВ $50-70^\circ$ $\angle 50-75^\circ$.

На этом участке долины р. Лесной в двух случаях отмечены следы ледниковой деятельности. В обн. 306 на водоразделе невысокого отрога, отделенного от склона продольной балкой, среди зарослей кедроника выступает серый крепкий мелкозернистый песчаник с выглаженной поверхностью, имеющей отчетливые параллельные борозды.

В другом случае, в 1 км выше устья р. Ватапнай, в основании террасы, аллювиальный галечник налегает с размывом на неотсортированные галечники с линзами грубозернистых песков. В галечниках встречаются валуны с ледниковой штриховкой. В цементе серовато-белая глинисто-песчаная порода.

У этого обнажения р. Лесная принимает большой правый приток, берущий начало из озера Хокайгетеген. Узкий невысокий скалистый водораздел между рекой и ее притоком сложен толщей вышеописанных черных метаморфизованных сланцев и песчаников.

В карнизе бортов долины видны горизонтально лежащие покровы лав и туфобрекчий, под ними местами (вершины к северо-востоку и юго-востоку от оз. Хокайгетеген и мыс водораздела между рр. Ватапнай и Лесной) видна толща (мощностью 100—150 м) светло-желтой, почти белой, слоистой, также горизонтально лежащей туфобрекчий, причем переход постепенный с взаимным чередованием темных и светлых пород. Эти вулканогенные образования слагают водоразделы и отдельные вершины, придавая им вид столовых гор. На пути к озеру Хокайгетеген, в обн. 310, в нижней части склона обильные россыпи угловатых обломков кремнистых агломератовых туфов с гнездами кремня. Породы внешне сильно напоминают кислые лавы с р. Теви. Здесь

они залегают гипсометрически на одном уровне по отношению к развитым непосредственно ниже по течению метаморфизованным сланцам и песчанникам.

На противоположном склоне долины, на широком плоском перевале в р. Лесную, в почве были найдены куски серых тонкозернистых мягких песчаников, аналогичных песчаникам морского берегового разреза между рр. Теви и Лесной, где они лежат под свитой Кинкильского мыса.

В обн. 312 река вскоре после выхода из озера, на крутом повороте, глубоко врезается в склон. Здесь наблюдаются зеленовато-серые крупно-агломератовые туфы с гнездами желтовато-берых ноздреватых туфов и коричнево-серая (выветрелая белая) тонкоплитчатая лава (шлиф 312/229 — витрофировый андезит; основная масса — расстекловывающееся стекло). Вкрапленники — исключительно плагиоклазы. Изредка новообразования халцедона и как будто бы опала. Текстура флюидальная. Эта лава налегает на туфы по крутой тектонической поверхности, имеющей наклон к юго-западу. Ориентировка плитчатой отдельности по Аз. 225° ЮЗ $\angle 40^\circ$.

На левом склоне реки низкий расчлененный мыс сложен белыми аггломератовыми туфами, перекрытыми по грядкам ноздреватыми лавами. Здесь же крупные глыбы плагиоклазового порфирита (шлиф 221/227) с тонкоплитчатой отдельностью.

Озеро Хокайгетеген было конечным пунктом маршрута по р. Лесной. Оно имеет удлинненную форму ($1 \times 0,5$ км) и расположено на плоском дне широкой долины. По словам проводника, из восточного конца озера вытекает речка, впадающая в р. Алкауру, следовательно, озеро расположено на водораздельной седловине¹. К востоку от озера, вдали на склоне водораздела Срединного Камчатского хребта под покровами лав видна мощная толща белых, по-видимому, рыхлых образований.

Перевальный маршрут из р. Левой Лесной в г. Палану

Чтобы проникнуть из верховьев р. Левой Лесной в долину р. Паланы, нам пришлось подняться по р. Ватапнай и затем, перевалив через водораздел ее левого борта, спуститься по правому притоку р. Верхней Паланы. Путь очень трудный для вьючных лошадей, обильный спусками, подъемами, переходами через реку. Лишь местами удавалось попадать на заросшую, давно неезженную тропу.

Нижняя часть долины р. Ватапнай до «щек» (о них будет сказано ниже) имеет высокие заросшие склоны, кое-где сохранились участки высокой террасы. Долина узкая, речка, местами глубоко врезаясь в дно долины, протекает в узком каньоне.

Видимость плохая, вершины по бортам долины скрыты за рельефом склонов. Однако через балки боковых притоков хорошо видно, что карниз левого борта долины имеет отчетливое покровное строение из лав и туфобрекчий. Причудливые по форме останцы этого покрова венчают одну вершину под названием «Медвежий зуб». На указанном отрезке речка течет в направлении, близком к простиранию слагающих пород.

В обнажениях у русла речки (обн. 314, 315, 316) выступают серые песчано-глинистые и глинисто-песчаные сланцы с ясным шелковистым блеском, со сланцеватой, также с тонкой плитчатой или с тонколистовой отдельностями. Залегание к востоку и юго-востоку под углом $30-50^\circ$.

Стратиграфически выше, в обн. 317 — черные глинистые сланцы с линзами темно-серых плотных песчаников.

Выше по реке находятся «щели» — узкое скалистое ущелье прорезано речкой в толще таких же сланцев и в рассланцованных зеленовато-серых тонкозернистых песчаниках. Породы местами смяты и имеют гофрировку.

¹ На карте 1 : 1000 000 1942 г. водораздельное положение озера не подтверждается. *Ред.*

За «щеками» характер долины резко меняется. Склоны более пологие и расчлененные, русло широкое и течение реки более спокойное. Долина производит впечатление хорошо выработанной. Имеется несколько террас. С южной стороны породы «щек» по вертикальной поверхности контактируют с мощной дайкой светло-серой, почти белой интрузивной породы с порфировыми вкраплениями зеленого минерала. В шлифе 319/234 — это биотитовый гранит-микрогематит, хлоритизированный и эпидотизированный. Характерна крупная отдельность по плоскостям: $120^\circ \text{ СВ } \angle 20^\circ$; $335^\circ \text{ СЗ } \angle 80^\circ$. Местами в граните отмечена неясно выраженная расщепленность.

С южной стороны интрузии продолжают выходы песчано-глинистых сланцев с липовидными прослоями песчаников. В обн. 322 и выше по течению по склону нижней террасы (10—15 м) местами наблюдаются скалистые выходы зелено-серых тонкозернистых массивных кристаллических туфов с жилками цеолитов, трещиноватых, местами смятых и раздробленных. Под микроскопом среди них определены: шлиф 322/236 — туф пироксенового андезита; шлиф 323/238 — пироксеновый кварцсодержащий диорит с пиритом; шлиф 324/239 — миндалевидный лабродоровый порфирит.

По составу, залеганию, характерному внешнему виду это несомненно породы разреза туфо-сланцевой серии. В обн. 323 наклон слоев к ЮВ $100^\circ \angle 65^\circ$, с секущей дайкой (мощность 10 м) грязно-белого плитчатого биотитового андезита — децита (шлиф 323/237). Наклон дайки к югу под углом 60° .

За обн. 324 туфо-сланцевая серия сменяется на склонах долины очень светлыми, почти белыми породами, обнажающимися по реке и в виде осыпей по склонам. Эти породы не осмотрели ближе, но по характеру склонов и россыпей это, по-видимому, рыхлые кластические образования, типа туфобрекчий и агломератовых туфов, подобных тем, что развиты около озера Хокайгетеген.

Подъем на перевал в бассейне р. Паланы идет по широкому распадку у северного подножья высокой конусовидной горы. Ее усеченная плоская вершина сложена горизонтально лежащими покровами лав и туфобрекчий.

Перевал проходит через широкую седловину на водоразделе. Куполовидная вершина (обн. 325) с отметкой 250 м над рекой сложена буро-зеленой крупнозернистой массивной породой, определенной в шлифе 325/240 как кварцсодержащий биотитово-пироксеновый монопонит.

На спуске с перевала встречены небольшие обнажения темно-зеленой поздраватой лавы или туфов. На этом отрезке маршрута до выхода в долину р. Верхней Паланы были сделаны только отрывочные наблюдения; препятствовала плохая погода.

Речка протекает в узкой долине с крутыми залесенными бортами, представляющими склоны вершин покровного строения. Высокие террасы сохранились местами по ложу долины. В обн. 326 по склону террасы выступает буро-зеленая дислоцированная туфобрекчия, сцементированная агломератовым туфом. Пд $292^\circ \text{ СЗ } \angle 35^\circ$.

Ниже по реке в аналогичной туфобрекчии отмечена пластовая дайка роговообманкового биотитового андезита (шлиф 325/242) видимой мощности до 12 м.

По-видимому (наблюдение в бинокль), теми же дислоцированными туфами с секущими дайками сложены борта долины при выходе речки в широкую долину р. Верхней Паланы. Вершины бортов сложены покровами горизонтально лежащих вулканогенных образований, также прорванных дайками.

Описание маршрута по р. Палане

Паланские Горячие ключи были крайним восточным пунктом нашего маршрута по р. Палане. Они расположены в глубокой балке одного из истоков р. Верхней Паланы.

В 0,7 км выше «ванн» Горячих ключей склоны ущелья реки спадают снизу вверх:

а) Тонкозернистая кремнистая порода брекчиевидного сложения, зеленовато-серой, пестрой и белой окраски с участками такой же тонкоплитчатой породы.

б) Пластовая залежь или покров пироксенового лабрадоритового порфирита с кристаллами пирита (шлиф 330/246).

в) Плотные пестрые туфы с розовыми прожилками (шлиф 330/248 — аггломератовый туф пироксенового порфирита) и светло-зеленые аггломератовые туфы (шлиф 330/249 — туф, весьма сильно измененная порода типа альбитофира). Пд 287° СЗ $\angle 30^{\circ}$.

г) Светло-голубоватая стекловатая лава с порфирированными вкраплениями мутно-белого полевого шпата и с мелкими кристаллами пирита. Общая мощность (в + г) — 120 м.

По верху склона породы «в» и «г» перекрыты

д) массивной кристаллически зернистой породой, разбитой крупными трещинами отдельности (шлиф 330/352 — пироксеновый андезит).

Порода «д» залегает с наклоном к западу; в 200 м ниже по реке ее подшва уходит под уровень воды. Здесь небольшой сброс с $a = 8$ м, с опущенным западным крылом. Еще в 100 м ниже по течению, на левом склоне на высоте 12 м над рекой, среди делювия скалистый выход сильно трещиноватого пироксенового андезита (порода «д»). Из трещин три грифона горячей ($t = \sim 60^{\circ}$ С) слабо минерализованной воды со слабым запахом H_2S . Газов нет. На поверхности выпоты белой солоновато-горькой соли. Взята проба воды № 1. Общий дебит трех грифонов равен $1\frac{1}{2}$ л/сек. Эти грифоны в группе Горячих ключей являются, по-видимому, крайними восточными и наиболее высоко расположенными.

Отсюда вниз по течению, среди делювия в нижней части склонов часто встречаются струи горячей воды. В двух грифонах (в 120 м ниже обн. 331) на левом склоне суммарный дебит около 1 л/сек. В 60 м ниже по течению большое обнажение пиритизированной лавы (шлиф 331/254 — сильно измененный плагиоклазовый порфирит) с плоскостями отдельности по Аз. 169° ЮВ $\angle 85^{\circ}$. Этот порфирит по крутой, очевидно тектонической, поверхности широтного простираения контактирует с породой, внешне неотличимой от пироксенового андезита (слой «д») описанного первого обнажения. Из трещин порфирита — грифоны горячей воды.

В 150 м ниже по течению на поверхности небольшого уступа правого склона, с отметкой 8—10 м над рекой, среди покрывающего делювия находятся многочисленные грифоны горячей воды. Здесь же вырыты для купания приезжающими курортниками «ванны» — небольшие ямы, в которые по канавкам направляются струи горячей воды. Взят образец воды № 3 из нижней «ванны». Напротив «ванны» по левому склону балки над рекой на протяжении около 70 м — светлая голубовато-зеленая эффузивная порода, частью брекчиевидного сложения, частью слоистая с плитчатой отдельностью.

Река Верхняя Палана, миновав «Горячие ключи», сразу же выходит из ущелья на широкую долину, где в нее справа и слева впадают два значительных притока. На берегу левого притока, по азимуту 30° СВ на «Горячие ключи» и в 700 м от них, среди речных наносов находится небольшой водоем горячей воды. Со дна поднимаются пузырьки газа (по-видимому, пара). Нечто ниже в русле реки выход весьма сильно измененного плагиоклазового порфирита (шлиф 332/256).

Можно предполагать, что термальная линия продолжается далее к западу.

В 10 км ниже р. Верхняя Палана принимает слева приток — р. Колкочаям, что в переводе значит «горячая вода». По словам проводника, в долине этой речки имеются горячие ключи.

Вниз от обн. 332 на значительном протяжении по реке нет выходов коренных пород. Борта долины расчлененные, с мягкими, хотя и крутыми, задернованными склонами. Широкое дно долины выполнено пролювиальными наносами. Ниже впадения первого большого левого притока река прорезает выполненное аллювиальными отложениями широкое ложе долины. На склоне террасы правого борта долины, в обн. 329, 333 и 334, под покровом галечника имеется большое по протяжению обнажение светлой, почти белой, эффузивной породы, местами с плитчатой отдельностью, ориентированной с пологим наклоном к западу. Порода представляет: шлиф 329/244 — дацит бедный роговой обманкой и шлиф 334/257 — дацит.

Вся нижняя часть долины до Паланского озера характерна исключительно большой степенью выработанности. Ее широкое плоское ложе выполнено отложениями невысоких террас и современными наносами реки. Ближе к Паланскому озеру обширные участки ложа долины являются заболоченными. Пологие с мягким рельефом залесенные склоны бортов долины только вверху становятся крутыми и венчаются горизонтально лежащим покровом вулканогенных образований.

Среди ровной поверхности ложа долины выделяются крупные плоско-верхние холмы-останцы. В обн. 327 отвесный склон сланца, имеющего высоту около 200 м над уровнем реки, сложен темно-серыми лавами с вертикальной столбчатой отдельностью (шлиф 327/243 — гипертеновый, полифировый, биотизированный андезит).

Та же порода слагает крупный останец к востоку на левом берегу реки. Несколько выше по реке, в обн. 335, на отмели выход порфирового базальта, бедного оливином, поствулканически измененного (шлиф 335/258).

Интересные указания на вероятный генезис лав этих останцев и также на характер пород, слагающих нижние пологие склоны бортов долины, были получены в разрезе по ключу, впадающему справа в речку в 0,5 км от берега озера. Здесь в устье балки ключа, в обн. 336, по склону террасы, высотой 8 м, обнажаются сверху вниз:

- а) бурые мелкозернистые песчаники с рассеянными угловатыми гальками (в том числе и черных сланцев); мощность 4 м;
- б) щебневатый галечник из эффузивных пород и пород туфо-сланцевой серии, в цементе с бурым песком и с прослоями этого песка; мощность 3 м;
- в) выветрелая бурая зернистая массивная порода, сказавшаяся в шлифе поствулканически измененным порфировым базальтом; видимая мощность 3 м.

Породы залегают горизонтально.

В песчанике «в» были найдены ядра пелеципод плохой сохранности: *Laevicardium* (*Cerastoderma*) cf. *californiense* Desh., *Thracia condoni* Dall, *Tellina* cf. *cugenia* Dall, *T. pulchra* Sldk., *Mactra* (*Spisula*) *polynyma* Stimps., *Mya* ex gr. *arenaria* L., *Yoldia* cf. *ochotensis* Kholm., *Y. sp.* (cf. *Y. kuluntunensis* Sldk.), *Pholadidea penita* (Conr.), *Pododesmus macro-schisma* Desh., *Limatula* sp., *Liocyma* sp., *Cardium* sp., *Mya* sp. n.

В 150 м к западу в прослое галечника-ракушняка (мощность 0,3 м) среди горизонтально лежащих ржаво-бурых грубозернистых песков и неслоистых таких же мягких песчаников имеется довольно обильная фауна, в комплексе которой присутствуют, в частности, брахиоподы.

Несколько выше по ключу из неслоистых песчаников с прослойками щебневатого галечника определены: *Cardium* (*Papyridea*) *kipenensis* sp. n., *Mactra* (*Spisula*) *polynyma* Stimps., *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jay, *Tellina pulchra* (Sldk.) sp. n., *Terebratalia transversa* Sow. var. *coarse* var. n. Sldk.

Из-под песчаниковых пород с фауной выше по реке дважды наблюдаются выходы поствулканически измененного базальта; в первом случае на протяжении 150 м, во втором — 300 м. Таким образом, здесь очевидное трансгрессивное налегание отложений с фауной на поствулканически измененный порфировый базальт более древнего возраста.

Выше по ключу, в обн. 337, по склону выходят светло-сизо-серые тонкозернистые мягкие неслоистые песчаники с угловатой и концентрически скорлуповатой отдельностью. Залегание близкое к горизонтальному.

В конечном пункте маршрута по ключу в обн. 338 — большое обнажение буро-зеленоватых мелкозернистых неслоистых песчаников с мелкими шаровыми конкрециями песчаника, с ядрами крупных пеллеципод и мелких гастропод. Отсюда определены: *Mastra (Spisula) polynyma* Stimp s. Породы залегают с Пд 210° ЮЗ $\angle 6^{\circ}$.

Наличие описанных рыхлых третичных отложений, залегающих споконно, хорошо объясняет упомянутый выше мягкий рельеф нижней части склонов долины р. Верхней Паланы.

Паланское озеро мы обогнули вдоль его северного и западного берегов до истока р. Паланы. Берега изрезанные, возвышенные, особенно северо-западный, проходящий у подошвы крутого залесенного склона г. Масса.

На берегу в обн. 340 на склоне террасы в неясных условиях залегания отмечен выход тонкоплитчатого богатого пироксеном андезита (шлиф 340/263). Эта же порода в деловии наблюдалась еще в двух местах по берегу.

Ближе к истоку из озера р. Паланы берег значительно снижается. Здесь холмистый рельеф с заболоченными низинами. В обн. 344 по склону холма выходят сизо-серые с ржавым окрашиванием слоистые мягкие песчаники, с прослоями щебневатого мелкого конгломерата, плотных песчаных глин, с прослойками плохого лигнита с отпечатками растений. Залегание слоев с Пд 148° ЮВ $\angle 41^{\circ}$. Характерно присутствие в песчаниках и конгломератах мелких орешков немзы и сизых с матовой поверхностью зерен халцедона (?), что делает их очень похожими на породы плиоценовой кавранской толщи в Тигильском районе и на восточном склоне Среднего Камчатского хребта (р. Поворотная) [Двали, 1939].

С берега озера был сделан подъем на г. Масса. В нижней части склона, несмотря на его относительную крутизну, выходы коренных пород очень редки. По ключу обн. 343 пороги в русле образованы в зеленоватом глинистом тонкозернистом песчанике с прослоями грубозернистых песчаников и микроконгломератов. Наклон 345° СЗ $\angle 14^{\circ}$. У самого верха склон заканчивается скалистым обрывом. С юго-западной стороны г. Масса наблюдается следующий разрез (сверху — вниз):

1. Покров серой лавы, местами с тонкоплитчатой, местами со столбчатой отдельностью (шлиф 342/265 — полифировый пироксеновый андезит) переходит в подошве в поздраватую лаву с глыбовой и брекчиевидной отдельностями и включением обломков подстилающих пород. Мощность 30 м.

2. Пачка прослоев желтых песчаных глин с тонкими прослоечками песка, грубопесчаных глин и щебневатых микроконгломератов.

В кровле прослоек красновато-бурой (обожженной) глины (мощность 0,04 м). Мощность 8 м.

3. Песчаник темно-бурый, почти черный, грубозернистый, неслоистый, с мелкой галькой. Видимая мощность 10 м.

Залегание горизонтальное.

В 30 м гипсометрически ниже склон образует широкую ступень, обязанную, по-видимому, наличию горизонта лав среди песчаных отложений.

Отсюда, с вершины склона, открывается прекрасный вид на расположенное внизу Паланское озеро, на Срединный Камчатский хребет и на уходящую на запад долину р. Паланы. Ландшафт чрезвычайно живописный и в свое время был красочно передан К. Дитмаром.

Паланское озеро имеет в общем форму прямоугольника с размерами в длину 6—7 км и в ширину в восточной части до 3 км, а в западной до 5 км. Восточный берег ровный низменный, в остальной части берег возвышенный и заметно неровный. Издали рельеф нарезанного западного берега очень напоминает поверхность спустившегося к озеру лавового потока.

От г. Массы отходит длинный отрог, образующий правый борт долины р. Паланы. Его склон слабо расчленен, покрыт лесом. По водоразделу имеются останцы покрова, общего с покровом г. Масса.

При выходе из озера р. Палана на протяжении 10—12 км проложила русло среди беспорядочно бугристой местности с очень сложным рельефом. Река образует массу извилил; участки озерков — плесов чередуются с бурным течением в узких проходах.

Большие глыбы плитчатого, полифирового пироксенового андезита образуют пороги в русле реки на выходе из озера. Ниже по течению крупные пороги в обн. 345 вызваны громадными глыбами богатого оливином долеритового базальта (шлиф 345/272). За ними участок спокойного течения, затем опять пороги с глыбами лав, за которыми ниже в обн. 345 выходит снизу вверх:

а) ржаво-зеленый глинистый неслоистый щебневатый конгломерат с глинисто-песчаным цементом и с орешками пемзы; в кровле прослой литнита; видимая мощность 6 м;

б) глины сильно песчаные и глинистые пески с пемзой, с двумя прослоями деревянистого литнита; мощность 1,3 м;

в) песчаник грубозернистый, пемзовый; мощность 0,8 м;

г) песчаник белый, глинистый, с растительными остатками и тонкими углистыми прослойками; мощность 1 м;

д) песчаник светлый, почти белый, косослоистый, с прослоями галечника.

Залегание слоев Пд 92° В $\angle 40^\circ$.

Такого же характера песчаные отложения слагают берега реки далее вниз до «корячких балаганов». На этом отрезке долины на правом берегу мелкобугристый путанный рельеф с бессточными котловинами, имеющими отметки дна на различных уровнях. Обнажений нет; рельеф отчасти похож на моренный, но морены здесь нет. Скорее здесь следует ожидать в толще песчаных отложений включения лав; глыбы их образуют пороги выше обн. 346, а также видны на склоне террасы против «корячких балаганов».

В 400 м ниже последних, на правом кривуне реки громадное обнажение (348). Здесь разрез образует сверху вниз:

а) сизо-серые мелкозернистые мягкие косослоистые песчаники, с частыми тонкими прослойками пемзового гравия, с прослоем конгломерата и белых тонкопесчаных глин; общая мощность 30 м;

б) конгломерат из галек эффузивных пород с прослойками пемзового песка; мощность 3 м;

в) переслаивание разнозернистых сизо-серых песков и желтовато-белых тонкопесчаных глин, тонкие углистые прослойки. Пд СВ 30° $\angle 45^\circ$; мощность 5 м.

г) песчаник мягкий туфогенный, с кусочками пемзы и угля, с редкой галькой; мощность 6 м.

Ниже — песчаные глины и песчаники с тонкими прослойками литнита.

Аналогичные песчаники, песчаные глины с тонкими прослойками литнита, с пемзой галькой отмечены в обн. 350 с Пд. 255° ЮЗ $\angle 40^\circ$. Вниз отсюда река течет широким руслом среди своих наносов. По берегам высокая терраса (до 35 м), сложенная аллювием.

Только в 10 км ниже, в обн. 351 в основании террасы появляются щебневатые микроконгломераты с прослоями сильно песчаных глин с растительными отпечатками и с кусками окремнелой древесины. Залегание, идущее вначале на северо-запад под углом 10° , ниже по течению становится горизонтальным. Затем породы вновь скрываются под аллювиальными галечниками. На значительном протяжении не встречено выходов коренных пород. Река протекает среди хорошо развитых террас, выполняющих широкое ложе долины. Склоны долины сравнительно пологие, покрытые лесом, слабо рас-

членены. Характерно отсутствие боковых притоков. На правом склоне заметна издали конусовидная вершина — г. Острая, являющаяся останцем лавового покрова (наблюдение в бинокль).

В обн. 352 в основании крутого берега выходят светло-зеленые с ржавым окрашиванием, неяснослоистые туфогенные песчаники с мелкой галькой и кусочками пемзы. Пд 202° ЮЗ $\angle 39^\circ$. В 300 м ниже то же падение показывают грубозернистые песчаники и гравелистые конгломераты.

Вслед за тем, на коротком протяжении река прорезает поперечный отрог, образуя ущелье — «цски». У верхнего входа в ущелье обнажена поздраватая буро-зеленая лава с мицалинами халцедона и кальцита (шлиф 353/278 — поствулканически измененный базальт с гиалопильитовой основной массой); выше по склону — туфобрекчия в цементе с агломератовым туфом. Породы дислоцированы, залегание неясно. Аналогичные образования — лавы и туфобрекчия — наблюдались и ниже по реке в обн. 354 и 355. В последнем случае в них заметный наклон 20° СВ $\angle 55^\circ$.

Эти вулканогенные образования, очевидно, должны быть отнесены к свите Кинкильского мыса. Между площадью развития пород этой свиты и ниже развитой по реке туфо-сланцевой серией вклиниваются (обн. 357, 359) в неясных условиях залегания кремнистые белые массивные или плитчатые породы. В шлифе 357/283 это — дацит, по-видимому, из более глубоких частей покрова.

Интересное наблюдение сделано на р. Инваям. У подъема зимнего тракта на перевал в Кинкиль отмечено небольшое обнажение красно-бурой туфобрекчии с залежкой лавы (шлиф 111/146 — бедный пироксеном, гиалопильитовый поствулканически измененный андезит). Это породы свиты Кинкильского мыса. Они прослеживаются вниз по р. Инваям на протяжении около 2 км, залегая с наклоном на юго-запад под углом до 90° . Затем в обн. 111 к ним тектонически примыкают по вертикальной плоскости темно-серые рассланцованные песчаные глины с прослоями слоистого грубозернистого песчаника, залегающие с Пд 215° ЮЗ $\angle 30^\circ$. Глины при выветривании становятся пепельно-серыми, содержат обильные отчетливые отпечатки древесных листьев и папоротника. Отсюда определены: *Seguioia Langsdorfii* Неег, *Acer arcticum* Неег.

Очень похоже, что слои с растительными остатками следует параллелизовать с аналогичным горизонтом на мысу Гейаклен, где он залегает в подошве свиты Кинкильского мыса.

Ниже по р. Инваям в обн. 357 и 359 встречены уже описанные выходы дацитов. Последние в 500 м выше устья р. Инваям сменяются породами туфо-сланцевой серии, слагающими борта и ложе долины р. Паланы на значительном протяжении к западу от мыса Поворотного. Река протекает узким руслом, врезанным в широкое дно долины. По правому берегу высокая хорошо выраженная терраса.

В довольно многочисленных обнажениях туфо-сланцевая серия представлена здесь зеленовато-серыми тонкозернистыми туффитами, обычно с прослоями более светлых крепких песчаников. В обн. 361 и 368 туффиты переслаиваются с белыми окремненными песчаниками (кварцитами). Породы во многих случаях обнаруживают следы интенсивной складчатости, перемятость, мелкооскольчатую отдельность, а также жилки кальцита и цеолитов.

В обн. 360 темные зеленовато-серые глинисто-песчаные сланцы сильно перемяты с раздробленными линзами туффитов. Благодаря слоистости элементы залегания пород легко устанавливаются. Преобладающее простирание пород пиротное, но около устья р. Инваям и под мысом Поворотным простирание близкое к меридиональному. Создается впечатление о наличии узкой брахисинклинальной складки.

У мыса Поворотного река прорезает поперечную гряду возвышенностей. От правого борта долины отходит в юго-западном направлении длинный

резко выраженный отрог, косо замыкающий долину; огибая его, река отклоняется к югу. На крутом юго-западном склоне отрога, в обн. 369 большой выход базопироксенового андезита (шлиф 369/291) с плитчатой отдельностью по Аз. $185^\circ \text{ ЮЗ } \angle 80^\circ$. По такому же направлению наблюдаются трещины с брекчией трения и жилы с жемами кварц-халцедона. На продолжении склона вниз по реке большое обнажение лав и туфобрекчии, залегающих с наклоном $115^\circ \text{ ЮВ } \angle \text{до } 90^\circ$.

Описанные породы не оставляют сомнений в их принадлежности к свите Кинкильского мыса. Миновав ущелье мыса Поворотного, река протекает до впадения в море среди открытой широкой долины с хорошо развитыми невысокими террасами. Вниз от сел. Палана правый борт долины образует гряда мелкосопочника.

В обн. 370, в устье небольшой балки правого склона долины выход оливково-зеленых тонкозернистых слоистых туфитов. Пд $210^\circ \text{ ЮЗ } \angle 50^\circ$. К какой свите следует отнести эти породы — остается неясным.

Отсюда вниз по течению до сел. Палана правый берег представляет широкую террасу (7—8 м высотой). Выходов коренных пород не было отмечено. Вместе с тем мягкий рельеф левого склона долины говорит о широком распространении рыхлых осадочных отложений. Нижняя часть течения р. Паланы между селением и морским берегом проходит на площади развития пород туфо-сланцевой серии.

На склоне высокого увала в обн. 116 выступают зелено- и буро-серые слоистые туфы с наклоном $80^\circ \text{ СВ } \angle 20\text{--}40^\circ$ (шлиф 116/157 — кристаллический туф роговообманково-пироксенового андезита). Ниже по течению, на мысу у «балаганов» (обн. 12) под аллювиальным галечником обнажаются оливково-зеленые тонкозернистые туфиты со скорлуповатой концентрической отдельностью. Залегание неясно. В 150 м ниже в аналогичных породах жилки кальцита и отчетливая сланцеватость по Аз. $170^\circ \text{ ЮВ } \angle 75^\circ$.

В обн. 8 в балке ручья — грязно-бурые мелкозернистые трещиноватые туфы и зелено-серые тонкозернистые туфы с концентрической отдельностью. Наклон $80^\circ \text{ В } \angle 95^\circ$. Отдельность по Аз. $350^\circ \text{ СЗ } \angle 85^\circ$.

На вершине соседнего увала (г. Низкая) — выход сильно трещиноватого туфа (шлиф 9/11 — пироксеновый биотизированный порфирит).

Выход аналогичной породы слагает мыс обн. 7 с плоскостью нарушения по Аз. $350^\circ \text{ СЗ } \angle 50^\circ$.

В обн. 6, наблюдаются буро-зеленые окремненные туфы с гнездами серого роговика и разорванными прослойками песчаника.

На правом берегу реки, в обн. 11 — большой выход тонкозернистых зеленых трещиноватых туфов (шлиф 11/11а — микрокристаллический туф пироксено-роговообманкового андезита). В породе отдельность (возможно, залегание) по Аз. $285^\circ \text{ СЗ } \angle 70^\circ$.

Ниже по реке, против «балаганов» на склоне той же террасы — серо-зеленые туфы с рассланцованностью по Аз. $275^\circ \text{ З } \angle 50^\circ$.

Породы туфо-сланцевой серии вверх по долине р. Исхаваям (левого нижнего притока р. Паланы) вскрываются под покровом третичных отложений.

На мысу слева в устье долины р. Исхаваям (обн. 101) можно наблюдать (снизу вверх):

- а) осыпь песчанистых глин на высоту 10 м;
- б) серо-зеленые песчанистые глины с обуглившимися растительными остатками, с осколчатой отдельностью, имеются створки и ядра пеллеципод;
- в) грубые плотные желтовато-серые песчаники с окатанной галькой различной величины и с мелкими орешками пемзы. Пд $15^\circ \text{ СВ } \angle 40^\circ$;
- г) чередование грубых песчаников с гальками, с мелкозернистыми светло-серыми глинистыми песчаниками с плейчатым железистым окрашиванием; общая мощность 10 м.

Аналогичные песчано-глинистые рыхлые образования наблюдались

в виде осыпей на склонах увалов левого берега реки далее вверх по течению.

В 5—6 км от р. Палазы на зимнем тракте в сел. Кахтану, на склоне широкой балки наблюдается, по-видимому, подолна этих рыхлых отложений. Здесь грубый агломерат из обломков выветрившихся лав и туфов, в цементе с охристо-бурым глинистым песком, налегает трансгрессивно, с наклоном к северу, на выветрелых пористых туфах (лавах?) с жилками кальцита. В цементе агломерата встречаются мелкие формы пелеципод (пектены, моллюски) и гастропод, из которых определены только *Arca cf. obispoana* Conr., *Mya* sp.

Описание маршрута по р. Кинкиль.

Маршрут по р. Кинкиль был сделан Л. В. Кристофович, ее внимательное описание обнажений пород и сделанные геоморфологические наблюдения дали ценный материал для понимания геологического разреза по р. Кинкиль.

В нижнем течении р. Кинкиль левый берег низменный с мокрыми тундрами. По правому берегу от устья на значительное расстояние вверх по реке простирается высокая аллювиальная терраса (местами две). Терраса приклонена к склону гряды мелкосопочника, представляющей в нижнем участке долины ее правый борт.

Первые выходы коренных пород находятся на правом борту в 1 км ниже устья р. Эреваям. Здесь, в обн. 152, на протяжении 300 м выходят серые мелкозернистые с интенсивным железистым окрашиванием плохослоистые песчаники, с редкой галькой и с кусочками глин. Отдельность неправильная и местами сланцеватая. Имеются линзы серых крепких песчаников и не крупные (от куриного яйца и больше) округлые песчаные конкреции с фауной. Слои изогнуты в мелкие складки, приблизительно меридионального простирания, с углами наклона от 6 до 30°.

Эти же песчаники с фауной прослеживаются по склону высокой террасы выше по течению до обн. 154. Углы наклона в них не превосходят 8—10°.

В песчаниках и конкрециях имеется фауна пелеципод, из которой определены: *Yoldia longissima* Slodk., *Laternula* sp. (cf. *L. kovatshensis* Ilyina), *L. besshoensis* Yok., *Cardita pacifera* Yok., *C. tokunagai* Yok., *C. denudata* Slodk., *Mya arenaria* var. *japonica* Jay, *M. cf. laternalis* Mats., *M. ex gr. arenaria* L., *Psephae prevostiana* Crasse var. *oregonensis* (Dall), а также *Natica* sp., *Liocyma* sp., *Thyasira* sp., *Mytilus* sp., *Ostrea* sp.

Выше устья р. Лейнейваям, в береговом обрыве (обн. 155) внизу выходит конгломерат ржавого цвета, из крупной и мелкой гальки и валунов эффузивных пород. На нем согласно лежит серый песчаник. Видимая мощность конгломерата около 7 м. Слон залегают с наклоном на северо-запад под углом 12°.

В следующей обнажении (156) в устье ущелья небольшой выход массивных лав с глыбовой отдельностью (шлиф 156/98 — микродолеритовый базальт). Отсюда выше река протекает на площади развития пород свиты Кинкильского мыса. Долина вначале узкая с крутыми нерасчлененными склонами. Невысокие террасы (2 и 4 м) выстилают ложе долины. На правом берегу между обн. 164—168 хорошо выражена терраса с высотой 15—20 м. Отсюда выше по реке склоны долины становятся расчлененными, ложе долины участками значительно расширяется, представляя собой ровную заболоченную поверхность.

Обнажения коренных пород однотипны. В большинстве случаев это — выходы дислоцированных лав в неясных условиях залегания. Среди них определены: шлифы 156/96, 157/99 — базальты микродолеритовые и долеритовые; шлифы 158/101, 160/104 — базальты интерсертальные, во втором случае — бедные оливином; шлиф 160/103 — бедный оливином порфировый базальт; шлифы 161/101, 164/108, 166/111 — ироксеновые андезиты с пилотакситовой, глауколитовой и интерсертальной основными массами.

Почти столь же часто встречаются выходы грубых туфобрекчий (обн.

159, 162, 164, 165, 166), обычно кирпично-красного цвета, изредка с прослоями туфов. В обн. 166 наблюдалось чередование туфобрекчий с горизонтами лав. Туфобрекчия пронизана дайками интерсертального базальта (шлиф 165/110) в обн. 165.

Все эти вулканогенные образования свиты Кинкильского мыса обнаруживают складчатое залегание с углами наклона до 55° . Лавы имеют трещиноватость, плитчатую отдельность под крутыми углами к горизонту. Сделаны замеры залегания: в обн. 160 — Пд 78° СВ $\angle 55^\circ$; обн. 160а — 270° ЮЗ $\angle 55^\circ$; обн. 166 — 263° ЮЗ $\angle 22^\circ$ и обн. 169 — 106° ЮВ $\angle 30^\circ$. Отмеченные дайки имеют простирание, близкое к меридиональному.

За обн. 166 справа впадают три небольших притока. Против них на левом борту долины имеется массивная куполообразная возвышенность — г. Илгеней (белая), наиболее высокая в этой местности. Рассыпи белых пород на ее склонах делают ее похожей на сложенную дацитами г. Ирвентну на р. Тевн.

Проявление значительной тектонической нарушенности обнаружено вблизи устья р. Валевопаткан. В обн. 171 основание левого склона долины сложено плотно сцементированной туфобрекчией с горизонтом сильно трещиноватой лавы (шлиф 171/115 — гипопилотакситовый пироксеновый андезит). Наклон на юго-восток $110\text{--}150^\circ$ под углом $24\text{--}38^\circ$. Породы разбиты несколькими сбросами небольшой амплитуды с крутым падением сбрасывателей к востоку. Отчетливые зеркала скольжения по сбрасывателю с раздробленностью пород.

В обн. 173 горизонт лав образует в подстилающей туфобрекчии крупные карманы; туфобрекчия имеет кирпично-красную окраску, создающую впечатление обжига. Отсюда по р. Валевопаткан был сделан маршрут на водораздел левого борта долины р. Кинкиль до «юрты», стоящей на зимнем тракте в сел. Палану. Уклон русла этого притока довольно значительный. Терраса 3—3,5 м, хорошо выраженная внизу, вверх по течению уменьшается в высоте и вскоре исчезает. Крутые высокие борта долины сложены дислоцированными туфобрекчиями и лавами, главным образом, пироксенового андезита, залегающими с наклоном на восток (в обн. 201 — Пд 78° СВ $\angle 19^\circ$). Выше по речке характер долины меняется — левый склон продолжает оставаться крутым и высоким с выходом лав (в обн. 203), тогда как правый склон становится пологим.

В обн. 204 в основании правого склона выходит конгломерат из хорошо окатанной гальки эффузивных пород и туфов. В цементе содержится довольно обильная фауна пелеципод. В следующем обнажении на конгломерате лежат серые песчаники с оскольчатой отдельностью, с конкрециями серого мергелистого песчаника, содержащими обильную фауну. Залегание очень пологое, с наклоном на юго-запад. Из конгломерата и песчаников определена фауна: *Cardium (Acantocardium) reedi* Loel. et Coreu, *Thracia* cf. *schenski* Teg., *Taras harfordi* And., *Papyridea harrimani* Dall, *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jay, *Mya* sp., *Liocyma* sp., *Cardita* sp.

В составе галек конгломерата, в обнажении против «юрты», имеется витрофировый бедный пироксеном андезит и пемза. В цементе также обильная фауна. Видимая мощность конгломерата — 3 м. Залегание горизонтальное или с небольшим наклоном к югу.

«Юрта» находится в 2 км от начала спуска в приток р. Палану. Окружающая местность имеет характер умеренно расчлененной равнины.

Вернемся в долину р. Кинкиль. Выше устья р. Валевопаткан бортами долины служат плосковерхие увалы с относительными отметками 60—70 м. Имеются хорошо развитые террасы с высотой 25—30 м. В основании такой террасы, в обн. 174, появляется залегающий с наклоном на ЮВ $135^\circ \angle 45^\circ$ конгломерат, совершенно аналогичный конгломерату обн. 204.

В следующем обнажении (175) у уреза воды плотный серый песчаник с крупной и мелкой окатанной галькой, с обильной фауной: *Nuculana (Sacella)*

taphria (Dall), *Mya arenaria* L. var. *japonica* J a y, *Nuculana* (*Nuculana*) *wajampolkana* sp. n.

В кровле песчаник-конгломерат становится более рыхлым. Подавляющее большинство фауны в нем относится к *Mya* sp.

Стратиграфически выше песчаников на склоне россыпи плотных глин шоколадного цвета с мелкими пелелинодами с таксодонным замком. Под глинами мягкие палево-серые песчаники.

Вновь конгломерат с фауной выступает на дневную поверхность на западном склоне увала, сложенного туфобрекцией. Но здесь конгломерат имеет наклон к СЗ $290^\circ \angle 40^\circ$. Отсюда определены: *Nuculana* (*Sacella*) *taphria* (Dall), *Macoma* cf. *optiva* Y o k., *Cardite* (*Miodontiscus*) *kinkilana* sp. n., *Taras orbellus* (G l d). и *Mya arenaria* L. var. *japonica* J a y.

Таким образом, рыхлые песчаные отложения с базальным конгломератом образуют синклиinalную складку, залегающую на свите Кивкильского мыса.

Упомянутый увал имеет меридиональное простирание; прорезая его, река дает длинное обнажение непосредственно ниже устья р. Кервокалякваям. Здесь туфобрекция включает горизонт лавы (пиф 177/124 — афировый витрофировый пироксеновый андезит). В массе андезита содержатся ксенолиты лав несколько иной структуры. По контакту в подошве туфобрекция обожжена. Наклон пород к западу под углом до 30° .

В верхнем конце обнажения туфобрекция прорвана дайками микродоеритового базальта (пиф 177/125), имеющими меридиональное простирание. В устье р. Кервокалякваям туфобрекция с горизонтом лавы залегают с наклоном на юго-восток под углом 18° .

Отсюда выше по течению до устья р. Ресльваям широкое ровное дно долины заболочено, по бортам невысокие плосковерхие увалы.

В устье р. Геоталеньяваям, в общ. 179, в основании шестиметровой террасы обнажаются глинистые песчаники конкреционного сложения с наклоном СЗ $320^\circ \angle 25^\circ$.

Отсюда вверх до устья р. Ресльваям и в нижнем течении последней открытая долина с низменным заболоченным дном лишена выходов коренных пород. По правому борту долины тянется невысокий плосковерхий увал с террасированным склоном (с отметками террас 8 м и 15—18 м).

Река, подмывая склоны увала, образует длинное обнажение (182) — (сверху вниз):

1. Пачка грубых песчаников с мелкой окатанной галькой. Видимая мощность 10 м.

2. Песчаники крупнозернистые с мелкой немзовой галькой и редкой крупной окатанной галькой, с включениями кусочков глин. В песчанике беспорядочно рассеянные ядра пелелинод плохой сохранности. Мощность 9 м.

3. Песчаники грубые грязно-серого цвета с обильным гравием и редкой крупной галькой. Заметна слоистость с выделением прослоев плотносцементированных конгломератов и рыхлых песков.

Залегание с Пд 345° СЗ \angle до 9° .

В породах обильная фауна плохой сохранности: *Pecten swiftii* B e r n. var. *etchegoini* A n d., *Macra* (*Spicula*) *polynyma* S t i m p s, *Mya arenaria* L. var. *japonica* J a y, *Neptunca lirata* M a r t., *Tellina aragonia* D a l l, *Cardita* cf. *beringiana* S l o d k., *Natica janthostoma* D e s h., *Crepidula grandis* M i d d., *Glycymeris snatolensis* S l o d k., *Turritella* sp., *Liocyma* sp., *Macra* sp.

Кроме того, в породе отмечены цилиндрические столбики — видимо, остатки ходов роющих моллюсков.

Выше по реке, на склоне той же террасы грубые песчаники с обильной фауной сменяются сизыми немзовыми косослоистыми песчаниками с редкой галькой и прослоями сизо-серых плотных глин. Углы наклона не превосходят 10° в сторону севера.

В обн. 184 под косослоистыми пемзовыми песками залегают плотные глины шоколадного цвета с мелкими кусочками пемзы, вслед затем в песках наклон на $176^\circ \text{ Ю } \angle 6^\circ$.

После значительного перерыва, вновь в обн. 185, на склоне террасы правого борта появляются сверху вниз:

а) желто-серые пемзовые песчаники с кусочками серых глин, с редкими конкрециями известковистого песчаника. По трещинам отдельности железистое окрашивание;

б) песчаник плотный, серый, с мелкой черной галькой и обильной фауной плохой сохранности: *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jaу, *Mytilus* cf. *mid-dendorfii* G r e w., *Modiolus* (?) *ochotensis* sp. n., *Tellina aragonia* Dall, а также *Glycimeris* sp., *Turritella* sp.

в) песчаник пепельно-серый, пемзовый, с необуглившимися растительными остатками и с многочисленными кусочками глин и пемзы; общая мощность 5 м.

Слои имеют наклон $270^\circ \text{ З } \angle 24^\circ$.

Левый борт долины между обн. 184 и 185 представляет склон высокой столовой возвышенности — г. Байдарной, о которой будет сказано в конце описания этого маршрута.

Пологий увал по правому борту долины постепенно повышается вверх по течению от обн. 185. Еще раз в устье балочки справа был отмечен небольшой выход мелкозернистых пемзовых песчаников, довольно уплотненных с мелкооскольчатой отдельностью. Вслед затем долина реки быстро суживается, склоны ее становятся крутыми и высокими.

В начале узкой части долины, в обн. 186, по склону десятиметровой террасы наблюдается следующая последовательность образований:

а) черные лавы с плитчатой отдельностью (185/140 — пироксеновый андезит с пилотакситовой основной массой); мощность 15 м;

б) туфобрекчия или, может быть, лава с брекчиевидной отдельностью;

в) уплотненный мелкозернистый песчаник.

Плоскость контакта имеет наклон на $279^\circ \text{ З } \angle 54^\circ$.

В обн. 187 под горизонтом витрофирового бедного пироксеном андезита (шлиф 187/145) залегает туфобрекчия; в верхнем конце обнажения в туфобрекчии частые обломки пемзы и пестрых туфов. Залегание пород с Пд $244^\circ \text{ ЮЗ } \angle 32^\circ$.

Несколько необычно для свиты Кинкильского мыса появление в обн. 188, выше устья левого ключа, серых туфогенных песчаников с кусочками белой пемзы, залегающих с наклоном на $252^\circ \text{ ЮЗ } \angle 28^\circ$.

Однако подобные породы наблюдаются и выше по реке перед ее крутой излучиной к югу. Здесь в обн. 191 в непосредственной близости к выходу грубой туфобрекчии обнажаются палево-серые пемзовые агломератовые туфы с сланцеватой отдельностью по плоскостям $272^\circ \text{ З } \angle 25^\circ$, серые тонкие пемзовые туфы с мелкими обуглившимися растительными остатками. В туфах наблюдается горизонт или пластовая залежь черных ноздреватых лав, ориентированная с наклоном $272^\circ \text{ З } \angle 40^\circ$.

В 100 м выше по реке — большое обнажение плотной туфобрекчии, под нею туфобрекчия с кусками пемзы.

По левому берегу, в 150 м выше устья правого притока наблюдается на протяжении около 500 м (до обн. 192) скалистый выход базокварцевого липарита (шлифы 192/155 и 192/156). Порода разбита тонкой сетью трещин.

Выше на отрезке маршрута около 2 км, до обн. 194, остался невыясненным характер образований, слагающих ложе и склоны долины. Обн. 194 находится у входа в узкое скалистое ущелье, высота бортов около 100 м, по верху склонов — аллювиальный галечник. Ущелье на протяжении около 1—5 км (до обн. 196) врезано в массив биотитово-пироксенового монцитита (шлиф 194/159). Порода разбита трещинами крупной отдельности.

Выше ущелья долина несколько расширяется; по склонам — хорошо

выраженные террасы. Здесь в обн. 196 и 197 выходы того же монзонита.

У последнего обнажения закончен маршрут по р. Реельваам. Отсюда через невысокий водораздел (около 60 м) левого борта долины легко перебраться в р. Байдарную.

В заключение описания данного маршрута отметим еще два наблюдения. В карнизе склонов долины между обн. 188 и 194 видны скалистые выходы лав; по характеру выходов это, по-видимому, части молодого четвертичного покрова.

Покровное строение имеет также г. Байдарная. Это орографически обособленная возвышенность с широким основанием и с плоской столовой вершиной с отметкой 621,5 м.

Вершина является останцем покрова лавы, имеющего видимую мощность около 40 м. Породы определены: пиллф 181/127 — бедный пироксеном гиалопилитовый андезит; пиллф 180/126 — интерсенцальный пироксеновый оливинсодержащий андезит (андезито-базальт).

Отдельность в нижней части покрова крупная, шестигранная, столбчатая, вверху тонкоплитчатая.

Долина р. Байдарной огибает г. Байдарную с юга и юго-запада, прокладывая путь среди останцов размытого покрова. По-видимому, останцами общего покрова с г. Байдарной являются столовые горы Масса и Острая, виднеющиеся вдали на правом склоне долины р. Паланы.

Описание маршрута по р. Пятибратской

Маршрут по этой реке был сделан Л. В. Криштофович.

В нижней части долины р. Пятибратской от берега моря и до устья левого притока р. Тенинваям имеет характер значительной выработанности. Широкое ложе долины выполнено отложениями пойменной террасы. Левый склон долины полого поднимается к водоразделу с р. Кахтаной. Правый склон, более крутой и расчлененный, дает три боковых притока. Между долинами последних крутые увалы с мягкими контурами склонов. К ним прислонены хорошо выраженные террасы р. Пятибратской.

В нижнем течении на протяжении 9 км река, образуя массу излучин, подмывает правый склон долины.

В ближайшем к морскому берегу обн. 102, на склоне 7—8-метровой террасы на протяжении 150 м обнажаются мелкозернистые слегка глинистые песчаники, в сухом состоянии светлые сизо-серые, с ржавым окрашиванием по неправильной остроугольной отдельности. В песчаниках редкие не крупные конкреции мергелистого песчаника. Местами песчаники косослоистые или со скорлуповато-конкреционной отдельностью. Порода залегает с наклоном на юго-восток под углом 10°. В песчаниках и конкрециях редкая фауна: *Acila* cf. *divaricata* (H i n d s), *Cardium* sp., *Yoldia* sp.

Через 100 м выше по течению в аналогичных песчаниках наклон 270° 3' < 20°. Затем наклон вновь изменяется на юго-восточное с углом 11—20°, песчаники обнаруживают сложение типа «бутовой кладки». В них содержатся редкие караваеобразные мергелистые конкреции, мелкая галька, растительные остатки и редкая фауна пелеципод.

В обн. 103 в этих песчаниках с *Laevicardium* (*Cerastoderma*) *shinjiense* У о к. имеется меридиональная антиклинальная складка с наклоном западного крыла до 45° и восточного — до 15°; угол наклона возрастает до 30° в обн. 104, находящемся в устье первого правого притока р. Кахетовеем. В песчаниках найдена *Papyridea* sp. Отсюда, вверх по течению р. Пятибратской, на протяжении около километра песчаная свита залегает мономинально с наклоном на юго-восток. В ее разрезе отмечены выходы следующих пород (снизу вверх):

а) песчаник сизо-серый, плотный, с чешуйчато-плитчатой отдельностью (обн. 110);

б) светлые сизовато-серые песчаники со скорлуповатой конкреционной отдельностью и с мергелистыми конкрециями; в песчаниках и конкрециях обильная однообразная фауна *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jaу;

в) плотные серые песчаники с обуглившимися растительными остатками и галькой, вверху менее плотные, с конкреционным сложением (обн. 111). Наклон 139° ЮВ $\angle 15^{\circ}$.

г) обнажение 112:

1. Чередование мягких грубозернистых песчаников с плотными сизо-серыми песчаниками, включающими гальку изверженных пород и кусочки немзы; наклон 175° Ю $\angle 18^{\circ}$. Мощность 10 м.

2. Песчаники мягкие грубозернистые слоистые. Мощность 6 м.

3. Пачка мягких и плотных грубозернистых серых песчаников с глубокой отдельностью, с обломками ископаемой древесины; Мощность 25 м.

4. Мягкие песчаники с мелкой окатанной галькой. Мощность 25 м.

5. Песчаник ржаво-черный, грубозернистый, рыхлый, в подошве с прослоем плотного конгломерата из галек различной величины. Мощность 3 м.

6. Пески ржаво-сизые. Мощность 3 м.

7. Глины слабопесчанистые, сизо-серые, с оскольчатой отдельностью. Мощность 5 м.

8. Песчаники неслоистые грубозернистые с немзой, с обильной фауной: *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jaу, *Mya truncata* L., *Macra* (*Spisula*) *hemphilli* Dall, *Thracia* cf. *pubescens* Pill., *Yoldia* cf. *scissurata* Dall, а также *Taras* sp., *Nuculana* sp. Мощность 5 м.

9. Песчаники среднезернистые, рыхлые; наклон 155° ЮВ $\angle 15^{\circ}$. Мощность 3 м.

Состав описанных песчаных отложений чрезвычайно близок аналогичным отложениям на р. Реельваим, залегающим там трансгрессивно на породах свиты Кинкильского мыса.

Вскоре за последним обнажением река отходит от правого склона и, сильно меандрируя, течет среди наносов по широкому ложу долины.

Выше устья р. Пангары характер правого склона долины резко меняется; подобное же изменение претерпевает и левый склон выше устья р. Таныч. Здесь р. Пятибратская прорезает значительный массив, или гряду, сложенную изверженными породами.

Склоны долины крутые, высокие, по ложу продолжает оставаться плоским, достаточно широким и сохраняет террасы.

С западной стороны этой горной гряды, на левом берегу р. Таныч большое обнажение (114) пенельно-серых среднезернистых песчаников с растительными остатками и с фауной пелеципод. Мощность 30 м. Над ними песчанистая глина пенельно-серого цвета. Мощность до 20 м.

Слои залегают с Пд 257° ЮЗ $\angle 10^{\circ}$. Из песчаников определена фауна: *Yoldia supraoregonia* K h o m., *Laevicardium* (*Cerastoderma*) cf. *shinjiense* Y o k.

На склоне возвышенности у входа в узкую часть долины — россыпь остроугольных пластин светлой лавы (шлиф 115/26 — биотитовый трахит). Выход этой же породы отмечен и на правом склоне, на мысу отрога г. Аякаучинген и затем, на том же склоне, в центральной части массива.

На левом склоне в верхнем конце суженной части долины в обн. 115а — скалистый выход пенельно-серых легких лав с порфировыми вкраплениями белых и черных минералов. Порода разбита плоскостями крупной отдельности, определена в шлифе 115/38 как биотитовый трахит.

Вдоль юго-восточного склона массива протекает р. Правая Пятибратская. Склон массива здесь также сложен биотитовым трахитом. В обн. 120 в основании склона осыпь кусков этого трахита; в обн. 122 внизу склона, у реки, на высоту около 40 м обнажены плотные шоколадного цвета лавы с флюидальной структурой (шлиф 122/45 — биотитовый трахит). Трещины крупной отдельности по Аз. 160° ЮВ $\angle 20^{\circ}$, простирание 340° СЗ $\angle 90^{\circ}$ и простирание 40° СВ $\angle 90^{\circ}$.

В крайней точке бокового маршрута, в обн. 124, выступают зеленовато-коричневые кислые лавы, с брекчиевидным сложением и с плоскостями параллельной отдельности по Аз 66° СВ $\angle 35^\circ$.

Таким образом, очевидно, что массив или гряду, прорезанную рекой, составляют кислые лавы.

Высшая точка массива — г. Акаючеген — представляет (издали) останец покрова. На подъеме к вершине наблюдались в делювии громадные глыбы интерсертального базальта.

Вверх от слияния с р. Правой Пятибратской долина р. Пятибратской вначале имеет юго-юго-восточное простирание, затем на траверзе г. Острой круто сворачивает к востоку, огибая северное подножье возвышенности Вуйверен. Долина с широким ложем, с пологими склонами, к которым приклонены хорошо выраженные террасы. Выходы коренных пород очень редки.

Несколько ниже слияния с р. Правой Пятибратской в ложе долины скалистый выход черной лавы с разнообразным характером отдельности: плитчатой, ромбоэдрической и глыбовой (шлиф 116/37 — полифировый гиперстеновый андезит).

В обн. 121 на склоне террасы скалистый выход пироксенового андезита с микроклеритовой основной массой (шлиф 121/43).

Выше по реке на значительном протяжении нет выходов коренных пород. Мягкий характер рельефа склонов долины позволяет предполагать развитие здесь рыхлых осадочных отложений.

В обн. 117 большой выход мягких серых, частью ржавых, песчаников с многочисленными ребристыми пелецинодами и с кусочками глин. Залегание неясно.

От поворота р.левой Пятибратской маршрут был продолжен по ее левому притоку, огибающему с юга возвышенность Вуйверен. В трех километрах от устья этого притока, слева на склоне плосковерхого увала (высота 30 м) обнажаются чередующиеся прослои:

а) серо-зеленые мягкие песчаники с растительными остатками, гравием и с кусочками глин;

б) пепельно-голубые мягкие песчаники с железистым окрашиванием;

в) то же, с темными ржавыми прослойками грубых мягких песчаников.

Наклон 101° ЮВ $\angle 18^\circ$.

Выше по притоку обнажений не встречено. В его верховье, в карнизе столовой возвышенности выходит покров темных поздраватых лав с глыбовой отдельностью (шлиф 119/91 — пироксеновый интерсертальный андезит). Гора Вуйверен представляет останец этого покрова. Под покровом недислоцированных лав на склонах можно ожидать кислые лавы, по аналогии со строением ранее описанного массива.

Некоторые наблюдения по остальным маршрутам

Река Оветкотона. Ниже устья р. Парврваам по склонам долины породы свиты Кинкильского мыса сменяются выходами интенсивно дислоцированных окварцованных туфов, туффитов, глинистых сланцев с линзами роговиков. Это породы туфо-сланцевой серии. В них встречена дайка рогово-обманково-гиперстенового витрофирового андезита. В обн. 97, по склону долины бокового притока большой выход грязно-белых с ржавым окрашиванием, аггломератовых туфов с обломками белых плитчатых кремнистых лав. Залегание неясно, похоже на наклон к западу. По составу это — аналогии кислых лав с р. Теви. Аггломератовые туфы перекрыты мощным горизонтом роговообманково-гиперстенового витрофирового андезита (шлиф 97/140), со столбчатой отдельностью. Прорезая его, река стремительно мчится по узкой щели. Затем долина резко расширяется, на склоне в обн. 96 и 95 туфоконгломераты и туфобрекчии из обломков белых туфов или лав,

12 Заказ 1176.

аналогичных породам обн. 98. Характерно, что среди туфобрекчий встречаются куски зеленого бентонита.

Вниз от обн. 94 и до выхода из горной долины река протекает среди поля развития типичных пород свиты Кинкильского мыса — чередования туфобрекчий и горизонтов лав. Породы дислоцированы и залегают в громадной синклинальной складке.

Речка Инчеуток. В 1 км выше устья, на склоне справа (обн. 141) большое обнажение конгломератов, залегающих с крутым наклоном к северо-востоку. Это, очевидно, выход по простиранию конгломератов обн. 28 в устье Инчеутока, подстилающих свиту Кинкильского мыса.

Вверх по долине до обн. 149 наблюдаются в неясных условиях залегания отдельные выходы дислоцированных лав роговообманкового и, реже, пироксенового андезитов, в некоторых случаях поствулканически измененных (обн. 143, 146).

По левому борту долины насчитывается до пяти конусовидных обособленных вершин. Высокий правый борт имеет господствующую для этой местности г. Вевтеней.

Выше обн. 145 долина суживается вместе с понижением высоты бортов, становящихся также более пологими.

В обн. 149 — большой выход туфобрекчий с вертикальной дайкой (?), мощностью 1,5 м, богатого пироксеном андезита (шлиф 149/85). По одну сторону дайки туфобрекчия имеет кирпично-красный цвет обжига. Возможно, это не дайка, а горизонт или покров.

Здесь долину пересекает перевальная тропа из р. Анадырки в р. Кинкиль. По обе стороны долины имеются пологие увалы — останцы высокой террасы. На склоне такого увала — россыпь обломков ржаво-серого, мелкозернистого песчаника с мелкой галькой, обуглившимися растительными остатками и ядрами мелких пелеципод.

У «перевалки» р. Инчеуток сворачивает на юго-запад и вскоре вновь входит в крупные возвышенности, близко подступающие к бортам долины.

Речка Анадырка. Берет начало в небольшом болоте на склоне перевала в р. Инчеуток; на перевале небольшие выходы интерсертального богатого пироксеном андезита. Ниже, до обн. 134, речка течет среди поля развития пород туфо-сланцевой серии, представленной здесь следующими породами: шлиф 125/49 — плотный туф андезита; шлиф 125/50, 51 — пироксеновый андезит; шлиф 126/52 — кристаллический туф пироксеново-роговообманкового андезита; шлиф 128/53 — аггломератовый туф пироксенового андезита, шлиф 129/54 — аггломератовый туф пироксеново-роговообманкового андезита.

Кроме того, имеются выходы туфогенных песчаников. Характерна мелкооскольчатая отдельность. Породы дислоцированы, местами наблюдаются тектоническая раздробленность, зеркала скольжения.

В обн. 134 залегают сверху вниз:

- а) пестрый аггломератовый туф с ярким охристым окрашиванием по отдельности;
- б) андезит богатый пироксеном (шлиф 134/58) с плоскостями отдельности по $Az.315^\circ C3 \angle 19^\circ$; мощность 5 м;
- в) туфобрекчия; мощность 7 м;
- г) аггломератовый кирпично-красный туф с глыбами карбонатизированного и окремнелого андезита (шлиф 134/59); мощность 10 м.

Породы залегают с наклоном на северо-восток под углом 15° . В 100 м ниже по речке обнажаются глинистые песчаники со скорлуповатой отдельностью, с отпечатками пелеципод. Затем ниже по течению — выходы коричневых (шоколадного цвета) глинистых сланцев с мелкими обуглившимися растительными остатками. В осыпи — редкие мелкие мергельные конкреции, в одной из них найдена шишка: *Picea dvaliana* P a l i b. (определение И. В. Палибина).

Породы лежат с наклоном 151° ЮВ $\angle 30^{\circ}$.

Вновь в обн. 137 выступает грубая туфобрекчия с горизонтом (или дайкой) поздраватой лавы с миндалинами кальцита (шлиф 137/65 — бедный оливином базальт). В составе туфобрекчии пироксеновый витрофировый андезит.

Ниже по реке, среди площади развития, по-видимому, рыхлых пород, долина на небольшом протяжении сжата увалами, сложенными туфами и кристаллическими туфами пироксенового андезита (обн. 138—139), причем в обн. 138 туф сильно разложженный. По составу и виду это породы туфосланцевой серии. Условия залегания их здесь неясны.

Б. Ф. Дьяков

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ТИГИЛЬСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Третичные отложения Тигильского района западного побережья п-ова Камчатки представлены всеми стратиграфическими звеньями от палеоцена до плиоцена включительно.

Их стратиграфия и фации нам представляются в следующем виде (см. сводный стратиграфический разрез — фиг. 1).

ПАЛЕОГЕН

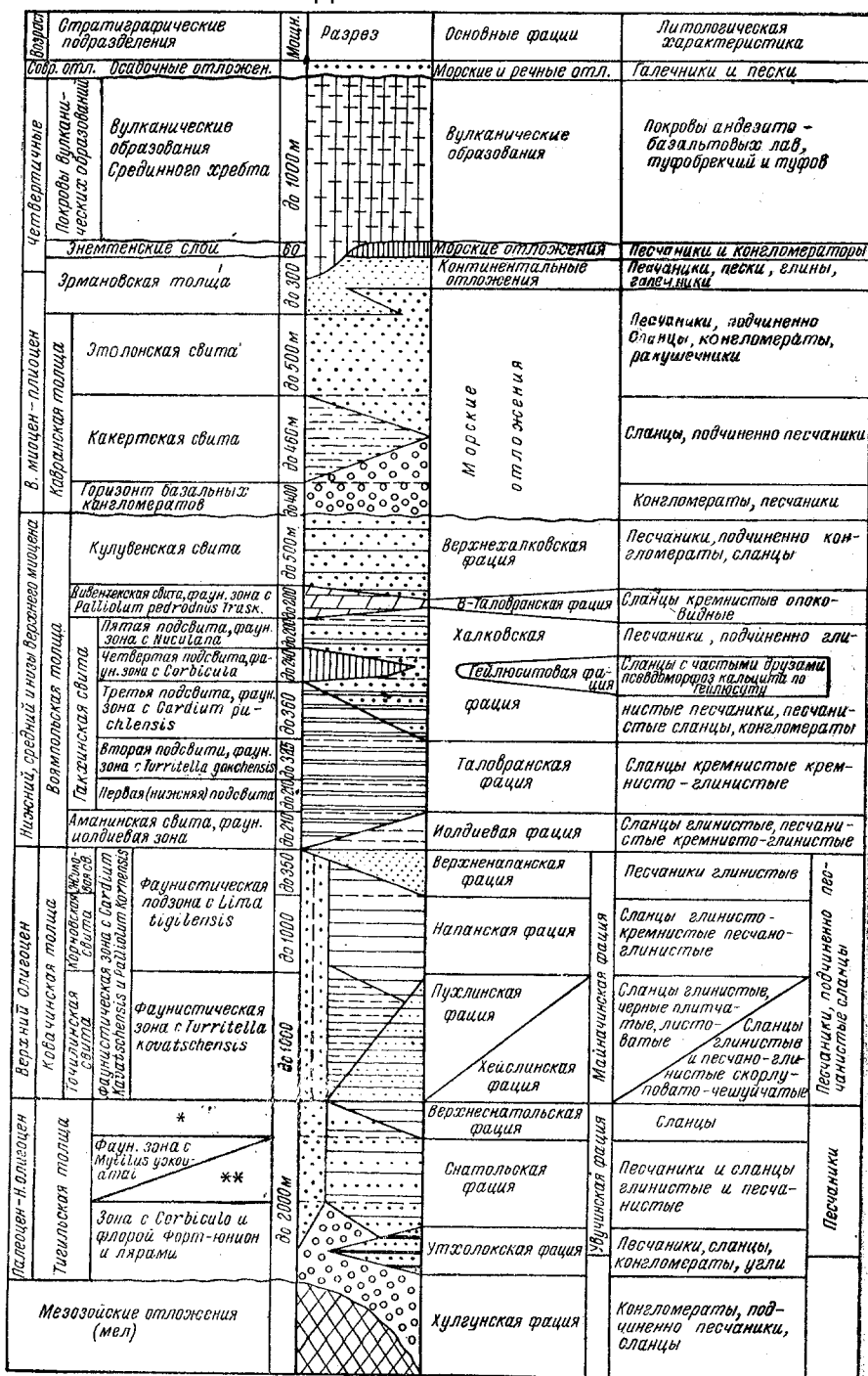
Палеогеновые отложения Тигильского района нами подразделяются на две толщи: нижнюю — тигильскую, трансгрессивно, несогласно залегающую на размытой поверхности мезозойских отложений и верхнюю — ковачинскую, согласно залегающую на тигильской толще.

Тигильская толща

(палеоцен — нижний олигоцен)

В тигильскую толщу мы выделяем комплекс отложений палеоцен-нижнеолигоценного возраста. Нижняя ее граница фиксируется трансгрессивным, несогласным залеганием на различные горизонты мезозойских образований базальных слоев толщи с палеоценовой (возможно, лярми) флорой, а верхняя определяется границей распространения, вверх по разрезу, двух взаимозамещающихся по простиранию нижнеолигоценных фаунистических комплексов (зон): с *Cardium snatolensis* L. K r i s h t. и с *Thyasira dvalii* L. K r i s h t. [Л. В. Криптофович, 1947]. В большинстве случаев эта граница тигильской толщи совпадает с переходом принадлежащих ей песчано-сланцевых отложений, вверх по разрезу, в сплошь сланцевые породы ковачинской толщи.

Тигильская толща в Тигильском районе распространена весьма широко. Известна она и за пределами района, слагая обширные пространства западного побережья Камчатки. С тигильской тол-



Фиг. 1. Сводный стратиграфический разрез и основные фации третичных и четвертичных отложений Тигильского района.

* Фаун. зона с *Cardium snatolensis*. ** Фаун. зона с *Genota snatolensis*.

щей в Тигильском районе связан ряд угольных месторождений и наиболее эффективные признаки нефти [Дьяков Б. Ф., 1936, 1953, 1955; Двали М. Ф., 1937 (ф)].

По простирацию тигильская толща резко изменяется как по литологическому составу, так и по мощности.

В Тигильском районе ее мощность изменяется в пределах от 2000—1500 м до 100 м.

Имеются основания считать, что за пределами района, в частности, в направлении на юг к палеозойскому ядру южной части Срединного Камчатского хребта, представляющего собой с начала третичного времени сушу (остров), тигильская толща выклинивается совершенно. Там самым нижним звеном третичных отложений являются верхнеолигоценовые или миоценовые отложения [Гантман Д. С., 1936; Дьяков Б. Ф., 1946 (ф), 1955].

Основными породами, слагающими тигильскую толщу, являются песчаники, сланцы и конгломераты.

Песчаники серые, светло-серые, сизовато-бурые и зеленоватые, разнородные, с неправильно обломочной, плитняковой и плитчатой отдельностями. Довольно часто в песчаниках можно наблюдать примазки темных глин и неравномерно рассеянные одиночные гальки. Иногда в них отмечаются линзовидные и округлые, большей частью крупные, конкреции плотных мергелистых песчаников, обломки окаменевшей древесины, а также пропластки, линзочки и мелкие обломочки угля. В песчаниках тигильской толщи всегда присутствует мелкий обуглившийся растительный детритус. Очень часто в них наблюдается косая слоистость и волноприбойные знаки.

Песчаники являются полимиктовыми и состоят, главным образом, из обломков и зерен кремнистых пород, полевых шпатов, кварца и эффузивов, а также зерен хлорита, рудных минералов, циркона, граната, апатита, биотита, роговой обманки и др. Цемент песчаников глинисто-кремнистый, карбонатный и хлоритовый.

Песчаники залегают слоями от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров мощности.

Сланцы тигильской толщи глинистые, песчано-глинистые и песчанистые, темно-серые, неправильно плитчатые и скорлуповато-чешуйчатые, с массой неравномерно рассеянного мелкого обуглившегося растительного детритуса. Образующая сланцы глинистая масса содержит рассеянный в ней тонкозернистый кластический материал, состав которого аналогичен, в основном, составу песчаников толщи.

Залегают сланцы так же, как и песчаники, слоями от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров мощности.

Конгломераты тигильской толщи обычно плотные, серого, зеленоватого и бурого цвета. Гальки состоят, главным образом, из кремнистых, туфогенных, эффузивных и интрузивных пород,

а также из сланцев и песчаников. Цемент конгломератов песчаный.

Конгломераты, будучи приуроченными, главным образом, к нижней части толщи, залегают слоями и линзами от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров мощности.

Подчиненное значение в составе тигильской толщи имеют угли и вулканогенные породы.

Описанные породы, различно сочетаясь друг с другом, образуют ряд весьма характерных ассоциаций или типов отложений, тесно связанных с определенной для каждой из них палеогеографической обстановкой осадконакопления в районе.

На ограниченных участках района эти характерные типы отложений могут иметь значение стратиграфических горизонтов, но, претерпевая по простираанию существенные изменения как в отношении литологии, так и в отношении мощности, они частично, а иногда и полностью, взаимозамещаются друг другом и потому на более или менее значительных площадях теряют свое стратиграфическое значение, выступая лишь как определенные фации тигильской толщи.

В Тигильском районе весь комплекс пород тигильской толщи может быть подразделен на шесть фаций: конгломерато-песчаную (хулгунскую), угленосную (утхолокскую), песчано-сланцевую (снатольскую), сланцевую (верхнеснатольскую), песчаную (увучинскую) и вулканогенную.

Хулгунская фация тигильской толщи

В хулгунскую фацию мы выделяем преимущественно конгломерато-песчаные отложения, представляющие собой базальные слои тигильской толщи. Эти отложения при распространении по площади района значительно изменяют мощность и, что особенно существенно, стратиграфический возрастной диапазон.

Относительно меньшие мощности осадков хулгунской фации отмечаются в непосредственной близости от выходов на дневную поверхность мезозойских пород, выступающих различными по величине, обособленными морфологическими элементами поверхности района в виде отдельных возвышенностей, гряд гор и хребтов. Последние образуют в районе две обособленные группы или зоны, простирающиеся параллельно друг другу: северо-восточную, включающую хребты Хайрюзовский, Канныч, Медвежий и возвышенные увалы — «щеки» р. Напаны, и юго-западную, в которую входят м. Омгон и г. Увуч.

У г. Увуч мощность отложений хулгунской фации достигает всего лишь несколько метров, в районах хребтов Медвежьего и Хайрюзовского — несколько десятков метров, у м. Омгон и в районах Напанских «щек» — от нескольких десятков до 200—300 м.

В составе хулгунской фации здесь преобладают конгломераты над песчаниками. И те и другие плохо отсортированные, неслои-

стые. Гальки конгломератов здесь более крупные, плохо окатанные, по составу аналогичные мезозойским породам в расположенных поблизости выходах их на дневную поверхность.

Максимальные мощности отложений хулгунской фации, наоборот, отмечаются в участках, более удаленных от выходов на дневную поверхность крупных масс мезозойских образований — в бассейнах рр. Снатол, Ковачины, а также Левой Напаны. Мощность отложений хулгунской фации здесь достигает 400—800 м. При этом в составе хулгунской фации доминируют песчаники, а не конгломераты. Последние здесь лучше сцементированы, гальки лучше окатаны и относительно мельче. Их состав более разнообразный, хотя в общем соответствует составу мезозойских пород района.

Уже один факт исключительно резкого изменения мощности отложений хулгунской фации, от нескольких метров до многих сотен метров, позволяет сомневаться в том, что они в стратиграфическом разрезе тигильской толщи занимают строго определенное, одно и то же для всех участков района, положение.

И, действительно, непосредственно полевыми наблюдениями устанавливается, что как нижняя, так и верхняя границы отложений хулгунской фации являются стратиграфически непостоянными. Так, в обнажениях морского берега у г. Увуч отчетливо видно, как базальная конгломерато-песчаная пачка (хулгунская фация) тигильской толщи залегает на меловых отложениях своими стратиграфически различными горизонтами, изменяясь при этом в мощности на расстоянии 70 м на 4,5 м за счет выклинивания своих нижних слоев.

На больших площадях явление стратиграфического непостоянства нижней границы отложений хулгунской фации выражено, надо полагать, более резко. Ввиду этого нам представляется, что видимые, в каждом отдельном случае, нижние базальные слои тигильской толщи не являются строго стратиграфически идентичными. Более того, они могут оказаться существенно разновозрастными, однако для площади Тигильского района лишь в пределах нижних звеньев палеогена. Не являются строго стратиграфически идентичными (одновозрастными) и верхние слои (верхняя граница) отложений хулгунской фации. Об этом, в частности, свидетельствует наблюдаемое нами в районе р. Перевалочной — правого притока р. Снатол — взаимозамещение отложений верхней части разреза хулгунской фации, развитой в районе м. Омгон, отложениями нижней части разреза снатольской фации, развитой по р. Снатол.

Как показали наши исследования южных районов Западной Камчатки [1944 (ф), 1955], тигильская толща, простираясь из Тигильского района на юг к области древних метаморфических пород Срединного Камчатского хребта, полностью выклинивается, так что на палеозойское ядро южной части Срединного Камчат-

ского хребта трансгрессивно залегают уже верхнеолигоценовые или нижнемиоценовые отложения.

Все это позволяет придти к заключению, что стратиграфический (возрастной) диапазон описанных конгломерато-песчаных отложений тигильской толщи для различных участков Тигильского района является различным. Поэтому мы не можем согласиться с И. Б. Плешаковым (1939), выделяющим эти отложения тигильской толщи в самостоятельное стратиграфическое звено — хулгунскую свиту. Мы эти отложения рассматриваем как определенную фацию нижней части тигильской толщи и выделяем ее под именем хулгунской фации.

Что касается определения амплитуды колебаний возрастного диапазона отложений хулгунской фации, то в этом отношении имеются следующие материалы.

По р. Лево́й Напа́не из подошвы отложений хулгунской фации, по нашим сборам, А. И. Поярковой [1933 (ф), 1936 (ф)] были определены: *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Sequoia* sp., *Populus arctica* Heer, *Ficus* sp., *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *Protophyllum* aff. *multinerve* Lesq., *Pr. cf. Haydeni* Lesq., *Cissites elegans* Rojark. sp. n., *Hedera Mac Clurri* Heer. Возраст этой флоры А. И. Пояркова считает верхнемеловым. Позже отсюда, по нашим новым сборам, Э. Н. Кара-Мурза [1939 (ф)] определила: *Ginkgo adiantoides* (Ung.), Heer, *Cephalotaxopsis* sp., *Sequoia* sp., *Populus* sp., *P. Zaddachii* Heer, *P. cf. xantholitensis* Knowlt., *Corylus Mac Quarrii* (Forb.) Heer, *Castanea Ungerii* Heer, *C. cf. castaneaefolia* (Ung.) Knowlt., *Juglans nigela* Heer, *Quercus* cf. *praegroenlandica* Berry, *Q. gröenlandica* Heer, *Ficus* sp., *Magnolia kamtschatica* Kara-Murza sp. n., *Platanus aceroides latifolia* Knowlt., *P. coloradensis* Knowlt., *Populites* sp., *Hicoria* cf. *magnifica* Knowlt., *Viburnum napanensis* Kara-Murza sp. n., *U. sp.*, *Zizyhpus* cf. *hyperborea* Heer, *Fraxinus yukonensis* Hollieck, *Vitis* sp., *Hedera Mac Clurii* Heer, *Grewia* cf. *alaskana* Hollieck, *Protophyllum* sp. n., *Cercidiphyllum* sp. n., *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *Phyllites* sp., *P. sp.* (*Rhamnus* sp.). Эту флору Э. Н. Кара-Мурза характеризует как флору переходного характера от верхнемеловых флор типа лярами к нижнетретичным и указывает на близость ее к палеогеновым флорам Арктики. Возраст этой флоры Э. Н. Кара-Мурза определяет границами: палеоцен — нижний эоцен.

Стратиграфически несколько выше, но в пределах все тех же конгломерато-песчаных отложений хулгунской фации, собранная нами флора на р. Лево́й Напа́не состоит, по Э. Н. Кара-Мурза, из следующих форм: *Sequoia Lansdorfii* (Br.) Heer, *Populus* cf. *Zaddachii* Heer, *P. emarginata* Borsuk, *P. cf. xantholitensis* Knowlt., *Hicoria* cf. *kamtschatica* Kryshht., *H. magnifica* Knowlt., *Corylus Mac Quarrii* (Forb.) Heer, *Betula* cf.

prisca E t t., *Alnus Kefersteinii* (G o e p.) U n g., *Acer arcticum* H e e r, *Vitis plurinervia* A. P o j a r k., *V. cf. Olrikii* H e e r, *Grewia crenata* (U n g.) H e e r. Возраст этой флоры Э. Н. Кара-Мурза считает эоценовым.

Таким образом, возрастной диапазон отложений хулгунской фации на р. Левой Напане определяется в пределах: палеоцен (возможно лярми) — эоцен включительно.

По р. Правой Напане в ее среднем течении, в участке между первых (нижних по течению) и вторых (верхних по течению) «щек», сложенных мезозойскими породами, отложения хулгунской фации охарактеризованы, по определениям Э. Н. Кара-Мурза [1939 (ф)], следующей флорой: *Pinus* sp., *Sequoia Langsdorfii* (B r o n g n.) H e e r, *S. Langsdorfii* var. *angustifolia* H e e r, *S. cf. disticha* H e e r, *S. sp.*, *Taxodium dubium* H e e r, *T. distichum miocenicum* H e e r, *Glyptostrobus europaeus* (B r o n g n.) H e e r, *Taxites Olriki* H e e r, *Tumion* cf. *burejense* A. P o j a r k., *Populus Zaddachii* H e e r, *P. Richardsonii* H e e r, *Juglans nigella* H e e r, *Hicoria* cf. *crescentica* K n o w l t., *Corylus Mac Quarrii* (F o r b.) H e e r, *Betula* cf. *Brongniartii* H e e r, *B. sp.*, *Alnus Kefersteinii* G o e p., *B. sp.*, *Castanea Ungerii* H e e r?, *Fagus* cf. *Deucalionis* U n g., *F. Antipofii* H e e r, *F. cf. castaneafolia* U n g., *Quercus* cf. *praegroenlandica* B e r r y, *Q. cf. Olafsenii* H e e r, *Ulmus* cf. *speciosa* N e w b., *Planera Ungerii* K o v., *Trochodendroides arcticus* (H e e r) B e r r y, *Magnolia* sp., *Platanus* cf. *aceroides latifolia* K n o w l t., *P. cf. aceroides* G o e p., *Vitis* sp., *V. sp. n.*, *Nyssa* cf. *rostrata* A. P o j a r k., *Nyssidium Ermanii* H e e r?, *Viburnum Nirkioldii* H e e r, *Phyllites* sp.

По возрасту эту флору Э. Н. Кара-Мурза относит к эоцену. При этом ею указывается наличие здесь форм, тяготеющих, с одной стороны, к верхнему мелу: *Platanus aceroides* G o e p., *Trochodendroides arcticus* (H e e r) B e r r y, *Populus Richardsonii* H e e r и, с другой, — к олигоцену: *Alnus* sp., *Betula* cf. *Brongniartii* H e e r, *Fagus* cf., *Deucalionis* U n g e r.

По р. Правой Напане, у выхода реки из «первых щек», из кровли пород хулгунской фации тигильской толщи Э. Н. Кара-Мурза, по нашим сборам, определила следующие отпечатки листьев: *Sequoia Langsdorfii* (B r.) H e e r, *Glyptostrobus* sp., *Corylus Mac Quarrii* (F o r b.) H e e r, *Vitis* cf. *Olrikii* H e e r, *Acer* cf. *arcticum* H e e r.

Возраст этой флоры Э. Н. Кара-Мурза считает эоценовым.

Из 10-метровой пачки песчано-глинистых и углистых отложений, залегающих среди конгломератов хулгунской фации на морском берегу между м. Бабушкиным и устьем р. Майнач, по нашим сборам А. И. Поярковой была определена следующая флора: *Populus arctica* H e e r, *P. sp.*, *Aralia* cf. *polymorpha* N e w b., *Phyllites* sp.

Возраст этой флоры А. И. Пояркова [1936 (ф)] определяет верхнемеловым.

Из этого же горизонта по нашим последующим сборам Э. Н. Кара-Мурза [1939 (ф)] определила следующую флору: *Cephalotaxopsis cf. intermedia* Hollick, *C. magnifolia successiva* Hollick, *Sequoia disticha* Heer, *S. Langsdorfii* (Brongn.) Heer, *S. Langsdorfii* var *angustifolia* Heer, *Taxodium* sp., *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Populus cf. Richardsonii* Heer, *P. cf. amblyryncha* Ward, *Quercus* sp., *Hicoria magnifica* Knowlton, *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *Zizyphus cf. hyperborea* Heer, *Ulmus* sp., *Acer arcticum* Heer, *Protophyllum* sp.

Относительно возраста и распространения этой флоры Э. Н. Кара-Мурза замечает, что она сохраняет преимущественную связь с флорами верхнего мела, типа лярми и, в то же время, уже имеет общие черты с настоящими третичными флорами.

По мнению Э. Н. Кара-Мурза, эта флора имеет возраст в пределах верхний мел — самые низы палеогена [1939 (ф), стр. 35].

Помимо флоры, в отложениях хулгунской фации тигильской толщи встречается также и фауна, состоящая, по определениям Л. В. Криштофович [1947], из следующих форм: *Corbicula* sp., *Macrocallista kovatschensis* L. Krishn., *Macoma chulgunensis* L. Krishn., *Solen kovatschensis* L. Krishn., *Calyptraea* sp., *Turbonilla* sp., *Mactra (Spisula) chulgunensis* L. Krishn.

По р. Перевалочной из верхней части отложений хулгунской фации тигильской толщи были по нашим сборам определены Л. В. Криштофович [1947] фауна, а И. И. Поярковой [1936 (ф)] — флора.

Фауна оказалась содержащей следующие формы: *Corbicula fonsata* Slodk., *C. sp.*, *Melania snatolensis* L. Krishn., *Cyrena ochotica* L. Krishn., *C. sp.*, *Modiolus kovatschensis* L. Krishn., *Turbonilla kamtschatica* Ilyina.

Эту фауну Л. В. Криштофович сопоставляет с фауной средней части разреза тигильской толщи центральной части бассейна р. Ковачины, выраженной не в хулгунской, а в снатольской фации.

Флора по р. Перевалочной оказалась содержащей: *Sequoia Langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Hicoria cf. crescentia* Knowlton. Возраст ее А. И. Пояркова считает палеогеновым (олигоценным).

Ранее мы указывали на полевые наблюдения по рр. Снатол и Перевалочной, устанавливающие переход отложений снатольской фации в отложения хулгунской фации тигильской толщи.

Изложенный выше палеонтологический материал указывает, что этот переход здесь происходит в пределах стратиграфически «средней», по Л. В. Криштофович, части разреза тигильской толщи. Другими словами, отложения хулгунской фации здесь своей верхней частью поднимаются, по крайней мере, до верхнего эоцена.

В большинстве других участков на этом стратиграфическом уровне располагаются отложения тигильской толщи, выраженной в снатольской фации.

Таким образом, общим максимальным для отложений хулгунской фации стратиграфическим диапазоном является палеоцен (возможно, лярами) — эоцен включительно.

Как увидим ниже, в пределах этого стратиграфического диапазона находятся также и отложения утхолокской фации и нижняя часть отложений снатольской фации тигильской толщи.

Утхолокская фация тигильской толщи

Следующей выделяемой нами фацией тигильской толщи, весьма тесно связанной с вышеописанной — хулгунской, является угленосная утхолокская фация.

В отличие от хулгунской утхолокская фация имеет локальное, прерывистое по площади, развитие и является приуроченной, главным образом, к зонам, окаймляющим выходы на дневную поверхность крупных масс мезозойских образований: хребты Хайрюзовский, Канныч, Медвежий, «Щеки» р. Напаны, м. Омгон.

Вне этих зон утхолокская фация, как правило, отсутствует. Указанием на это могут служить вскрытые на полную или почти на полную мощность разрезы тигильской толщи по р. Снато, по р. Ковачине и в ряде других участков района, где утхолокской фации не наблюдается.

Наиболее мощной и в большей степени угленосной утхолокская фация является в зонах, окаймляющих хребты Хайрюзовский (Хайрюзовское угольное месторождение), Медвежий (угольное месторождение в верховьях р. Утхолок) и «Щеки» р. Напаны (Напанское угольное месторождение). Представлена она здесь неравномерным чередованием слоев и пачек глинистых и песчано-глинистых сланцев, песчаников, реже конгломератов, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, среди которых залегает ряд пластов углей мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1—4 м.

В других участках района, в частности, в зоне, окаймляющей меловые породы м. Омгон, отложения утхолокской фации, будучи заключены внутри отложений хулгунской фации, представлены всего лишь несколькометровой пачкой, сложенной из чередования песчаников, различных сланцев и единичных маломощных пластов углей, переходящих по простиранию в углистые и сажистые сланцы.

Столь различная мощность, локальность развития, а также подмеченная связь отложений утхолокской фации с различными частями разреза отложений хулгунской и снатольской фаций указывает на меняющийся, при распространении по площади района,

их стратиграфический диапазон, однако в пределах нижней трети разреза тигильской толщи. Принадлежит одному нижнетретичному циклу углеобразования, угли Тигильского района качественно различны.

Угли Хайрюзовского и Напанского месторождений, по данным Л. В. Микулича [1933 (ф), 1934 (ф)], В. И. Савельева [1934 (ф)] и П. Г. Туганова [1934 (ф)], относятся к типу каменных, имеют промышленное значение; угли верховьев р. Утхолок — значительно менее мощные и относятся к промежуточному типу между каменными и бурыми, а угли зоны, окаймляющей м. Омгон, являются бурыми.

Возрастной диапазон отложений утхолокской фации, судя по степени их связи с отложениями хулгунской и снатольской фаций и по палеонтологическим остаткам, в виде отпечатков листьев, может быть определен как палеоцен—эоцен.

Снатольская фация тигильской толщи

В снатольскую фацию нами выделяются отложения тигильской толщи, развитые на морском берегу у ключа Точило, в нижнем течении р. Тигиль, в верхнем течении р. Правой илевой Напаны, в бассейне среднего течения рр. Снатол, Ковачины, Пухль, Утхолок и Кавран. Представлена она песчаниками и глинистыми и песчанистыми сланцами.

Породы залегают слоями от нескольких сантиметров до нескольких метров мощности. Неравномерно перемежаясь между собой, они образуют то преимущественно песчаные, то преимущественно сланцевые пакки от нескольких метров до многих десятков метров мощностью.

Последнее обстоятельство было использовано нами [1934 (ф), 1941] и М. Ф. Двали [1937 (ф), 1938 (ф)] при расчленении тигильской толщи в разрезе морского берега у ключа Точило, а также в разрезах буровых скважин на Точилинской и Хромовской антиклиналях.

В частности, М. Ф. Двали [1937 (ф)] в разрезе тигильской толщи Точилинской антиклинали, мощностью в 700 м, были выделены 19 преимущественно песчаных и 18 преимущественно сланцевых горизонтов от 5 до 60 м мощностью каждый.

Однако, как выяснилось при сопоставлении нами [1941 (ф)] этого разреза тигильской толщи с ее разрезом, вскрытым буровой скважиной № 3 на Хромовской антиклинали, указанные горизонты сильно изменяются по простираанию как по мощности, так и по своему литологическому составу. Ввиду этого они на более или менее значительной площади не могут служить опорными горизонтами для стратиграфических сопоставлений.

Прослеживая развитие пород снатольской фации по площади района, мы замечаем, что по мере приближения к ирунейской и

омгонской группам выходов мезозойских образований литологический состав пород меняется в сторону увеличения в них песчаного материала (песчаников) и уменьшения глинистого (сланцев), до полного или почти полного исчезновения последнего. Одновременно в этих направлениях происходит и уменьшение их общей мощности.

Отложения снатольской фации при распространении по площади как бы обходят, на некотором расстоянии, участки выходов мезозойских образований, замещаясь вблизи них сплошь песчаной — увучинской фацией тигильской толщи.

Особенно рельефно это выражается у омгонской группы выходов мезозойских пород и менее выразительно у ирунейской. Нижняя граница отложений снатольской фации устанавливается по смене в разрезе тигильской толщи, в направлении снизу вверх, конгломерато-песчаных или песчано-сланцевых угленосных отложений, принадлежащих в первом случае — хулгунской, во втором — ухлолоской фациям, неравномерно перемежающимися песчаниками и сланцами без углей, представляющими снатольскую фацию тигильской толщи. Но, как уже было выяснено, ни верхняя граница отложений хулгунской, ни верхняя граница пород ухлолоской фаций не являются строго стратиграфически постоянными, а, стало быть, и нижняя граница пород снатольской фации в различных участках района занимает стратиграфически различное положение в разрезе тигильской толщи.

Аналогичная картина рисуется и в отношении верхней границы отложений снатольской фации, которая устанавливается по переходу, вверх по разрезу тигильской толщи, серии переслаивающихся сланцев и песчаников в сплошь сланцевые отложения.

До последнего времени эта литологическая граница принималась за стратиграфическую границу между тигильской и ковачинской толщами.

Для большинства участков района это является правильным, поскольку с указанной литологической сменой пород совпадает граница между верхнетигильской фаунистической зоной с *Cardium snatolensis* L. K r i s h t. и нижнековачинской фаунистической подзоной с *Turritella kovatschensis* L. K r i s h t.

Однако в ряде случаев, как, например, в верхнем течении рек Снатол и Напаны и в разрезе буровой скважины № 3 на Хромовой антиклинали, литологическая смена пород происходит стратиграфически ниже или внутри верхнетигильской фаунистической зоны с *Cardium snatolensis* L. K r i s h t.

Эти данные указывают на наличие в стратиграфически верхней части тигильской толщи, наряду с песчано-сланцевой — снатольской фацией, простирающейся далеко вниз по разрезу толщи, сплошь или преимущественно сланцевой фации, которую мы выделяем под именем верхнеснатольской фации.

Таким образом, снатольская фация выступает перед нами как часть тигильской толщи с неодинаковым для различных участков района стратиграфическим диапазоном. Однако колебания возрастного диапазона снатольской фации не выходят за пределы верхней большей половины стратиграфического разреза тигильской толщи.

Мощность отложений снатольской фации колеблется от нескольких сот до 1000 и более метров.

В разрезе отложений снатольской фации тигильской толщи намечаются палеонтолого-стратиграфические подразделения в виде последовательно сменяющих друг друга по вертикали разреза фаунистических зон.

В стратиграфически самой нижней части разреза отложений снатольской фации, отвечающей верхней части нижней половины общего разреза тигильской толщи, по определениям Л. В. Криштофович [1947], большим распространением пользуются *Corbicula snatolensis* L. K r i s h t., *C. trigonalis* L. K r i s h t., *Cyrena inspirabila* L. K r i s h t., *C. promineta* L. K r i s h t.

Весь остальной разрез отложений снатольской фации, отвечающий верхней большей половине стратиграфического разреза тигильской толщи, Л. В. Криштофович [1947] разделяет на две части. Нижней части соответствуют две синхроничные фаунистические зоны:

а) зона с *Mytilus yokoyamai* S l o d k., в которой, по Л. В. Криштофович, встречаются следующие виды: *Nuculana (Sacella) snatolensis* S l o d k., *N. (Sacella) sp. n.*, *N. (Nuculana) sp. n.*, *Ostrea cf. lanaeformis* N a g a o, *O. kirikovi* S l o d k., *O. atwoodi* S l o d k., *O. tigiliana* S l o d k., *Mytilus yokoyamai* S l o d k., *M. littoralis* S l o d k. et var. *snatolensis* L. K r i s h t., *Modiolus flabellatus* var. *utcholokensis* S l o d k., *M. kovatschensis* L. K r i s h t., *M. sp. n.*, *Corbicula gabbiana* H e n d., *C. kamtschatica* L. K r i s h t., *C. sp.*, *Tivela tigilensis* L. K r i s h t., *Macrocallista cf. matsuaensis* N a g a o, *Pitaria sp. n.*, *Syrena dvalii* L. K r i s h t., *Solen djakovi* L. K r i s h t., *S. snatolensis* S l o d k., *S. utcholokensis* S l o d k., *Mactra (Spisula) snatolensis* L. K r i s h t., *M. (Spisula) tigilensis* L. K r i s h t., *M. (Spisula) xenophonti* L. K r i s h t., *Mya tigilensis* L. K r i s h t., *Panope tigilensis* L. K r i s h t., *Turritella snatolensis* ex var. *djakovi* L. K r i s h t.

б) зона с *Genota snatolensis* I l y i n a, для которой указываются следующие виды: ¹ * *Nuculana (Sacella) snatolensis* S l o d k., *Ostrea kirikovi* S l o d k., *O. tigiliana* S l o d k., *Mytilus littoralis* S l o d k. et var. *snatolensis* L. K r i s h t., *Modiolus kovatschensis* L. K r i s h t., *Tarax kovatschensis* L. K r i s h t., * *Tivela djakovi*

¹ В этом списке отмечены звездочкой виды, встречающиеся скоплениями.

L. Krisht., *T. nana* L. Krisht., * *T. snatolana* Slodk., * *Macrocallista snatolensis* L. Krisht., *Pitaria xenophonti* L. Krisht., *P. sp. n.*, * *Tellina pleschakovi* L. Krisht., *Solen djakovi* L. Krisht., *S. snatolensis* Slodk., *S. utcholkensis* L. Krisht., * *Macra (Spisula) snatolensis* L. Krisht., * *M. (Spisula) tigilensis* L. Krisht., * *M. (Spisula) xenophonti* L. Krisht., *Mya tigilensis* L. Krisht., * *Polinices kamtschatica* L. Krisht., * *P. snatolensis* L. Krisht., * *P. (Neve-rita) pleschakovi* L. Krisht., *Cancellaria snatolensis* L. Krisht., *Clavus (Drillia) cf. buwaldana* And. and Mart., *Genota (Bathytoma) snatolensis* Ilyina, *Turris snatolensis* L. Krisht., *Scaphander snatolensis* L. Krisht., * *Turritella snatolensis* et var. *djakovi* L. Krisht.

Возраст этой части толщи Л. В. Криштофович определяет верхнеэоценовым.

Верхней части разреза отложений снатольской фации соответствует зона с *Cardium snatolensis* L. Krisht., в которой наиболее характерными и руководящими видами являются: *Cardium snatolensis* L. Krisht., *Solen tigilensis* Slodk., *Thracia kovatschen- sis* L. Krisht., *Thyasira snatolensis* L. Krisht., *Thyasira dvalii* L. Krisht., *Cardita xenophonti* L. Krisht., *Macoma tigilensis* L. Krisht.

Возраст этой зоны Л. В. Криштофович определяет нижнеолигоценовым.

Отмеченные фаунистические зоны, однако, пока что не поддаются точному литологическому выделению в разрезе отложений снатольской фации, тем не менее их значение исключительно велико, так как они занимают вполне определенное стратиграфическое положение в разрезе третичных отложений Тигильского района и являются палеонтолого-стратиграфической основой для будущего расчленения тигильской толщи.

Из нижней части разреза отложений снатольской фации тигильской толщи в бассейне р. Ковачины, по нашим сборам, А. И. Поярковой были определены: *Equisetum Lesquereuxii* Knowlt., *Torreya kamtschatica* A. Pojark., *Sequoia Langsdorfii* (Bongn.) Heer, *S. Langsdorfii* var. *angustifolia* Heer, *S. cf. brevifolia* Heer, *Taxodium dubium* Heer, *T. tinajorum* Heer, *Taxites Olriki* Heer, *Acer bandirei* Lesq., *Berrya apoda* A. Pojark., *Populus kamtschatica* A. Pojark., *P. xantholithensis* Knowlt., *P. Zaddachii* Heer, *Myrica grandis* A. Pojark., *Hicoria cf. crescentia* Knowlt., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus Mac Quarrii* (Forb.) Heer. Возраст этой флоры А. И. Пояркова [1936 (ф)] считает палеогеновым (олигоцен).

Из отложений снатольской фации Э. Н. Кара-Мурза, по сборам И. Б. Плешакова, были также определены: *Sequoia cf. brevifolia* Heer, *S. Langsdorfii* (Bongn.) Heer, *S. sp.*, *Taxodium dubium*

(Sternb.) Heer, *T* sp., *Glyptostrobus* sp., *Acer* cf. *arcticum* Heer, *A.* sp., *Populus* cf. *xantholitensis* Knowlton, *P.* sp., *Phragmites* sp., *Hicoria magnifica* Knowlton, *Carpinus* cf. *grandis* L., *C.* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Fagus* cf. *Deucalionis* Ung., *Quercus feruhjelmi* Heer, *Q.* sp., *Ulmus* cf. *americana* L., *U.* sp., *Zelkova* sp., *Ficus* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) B., *Platanus* sp., *Vitis* cf. *arctica* Heer, *V.* sp., *Phyllites* sp., *Nyssa* cf. *arctica* Heer.

Возраст этой фауны Э. Н. Кара-Мурза относит к самым низам палеогена.

Общий возрастной диапазон снатольской фации тигильской толщи, на основании вышеописанного палеонтологического материала, определяется в пределах: эоцен (возможно, верхи палеоцена) — нижний олигоцен.

Верхнеснатольская фация тигильской толщи

К этой фации относятся, прежде всего, отложения, развитые в верхнем течении р. Снатол к востоку от Хулгунского хребта, выделяемые ранее нами [1935 (ф), 1938 (ф)] в так называемый «снатольский горизонт».

На породах тигильской толщи, относящихся по своему литологическому характеру к снатольской фации, и по фауне к ее зоне с *Genota snatolensis* Slodk., залегают, достигая мощности 200 м, грубопесчаные сланцы. Породы темно-серого цвета довольно рыхлые, в обнажениях выступают сплошной, неслоистой однородной массой, чрезвычайно раздробленной на мелкую неправильно-комковатую и скорлуповатую отдельность. Весьма характерным для них является наличие многочисленных песчаных желваков с ядрами *Thyasira*.

Отсюда, по нашим сборам, Л. В. Криптофович [1947] были определены: *Solemya* sp., *Thyasira dvalii* L. Krishn., *Thyasira snatolensis* L. Krishn. Эту фауну Л. В. Криптофович выделяет в особый фаунистический комплекс (зону) с *Thyasira dvalii* L. Krishn., стратиграфически отождествляя его с фаунистическим комплексом (зоной) с *Cardium snatolensis* L. Krishn. верхней части тигильской толщи, выраженной в других участках района в снатольской фации.

С описанными породами или какой-то их частью, возможно, следует отождествлять песчаные сланцы, развитые в верхнем течении р. Напаны, залегающие непосредственно на отложениях тигильской толщи, выраженных в снатольской фации. Отсюда из конкреций Л. В. Криптофович определила по нашим сборам следующую фауну: *Nuculana napanica* L. Krishn., *Cardita skvorzovi* L. Krishn., *Kellia* aff. *lajollaensis* Nanna, *Pitaria tigilensis* L. Krishn., *Macoma tigilensis* L. Krishn., *M. twinensis* L. Krishn., *Cuspidaria (Cardiomya) napanica* L. Krishn.,

Periploma napanica L. K r i s h t., *Margarites* sp. n., *Polynices* sp. n., *Ancilia napanica* L. K r i s h t., *Actaeon* sp., *Cylichna kamtschatica* L. K r i s h t., *Scaphander* cf. *alaskensis* S l o d k., *S. snatolensis* L. K r i s h t.

Согласно заключению Л. В. Криштофович, эта фауна является переходной между фаунами тигильской и ковачинской толщ. Из этих же отложений Э. Н. Кара-Мурза была определена, по нашим сборам, следующая флора: *Taxodium occidentali* Newberry, *Alnus* sp., *Laurus* sp., *Fagus* sp. Возраст этой флоры Э. Н. Кара-Мурза считает, предположительно, олигоценным.

К верхнеснатольской фации тигильской толщи нами относятся также и преимущественно сланцевая верхняя часть разреза буровой скважины К-3 на Хромовской антиклинали.

Отложения верхнеснатольской фации тигильской толщи здесь достигают около 260 м. Они представлены темно-серыми глинистыми и песчанистыми сланцами с редкими прослоями песчаников и глинистых песчаников. Их подстилают породы тигильской толщи, выраженные в снатольской фации, стратиграфически относящиеся к фаунистической зоне с *Mytilus yokoyamai* S l o d k.

Выше этих отложений здесь залегает 50-метровая пачка преимущественно песчаных пород с фауной, принадлежащей к верхнему фаунистическому комплексу второй зоны с *Cardium snatolensis* L. K r i s h t. тигильской толщи.

Таким образом, преимущественно сланцевые породы, относящиеся к верхнеснатольской фации, стратиграфически принадлежат к самой верхней части тигильской толщи.

Согласно определениям Л. В. Криштофович, фауна отложений верхнеснатольской фации состоит из следующих форм: *Nuculana* sp., *Yoldia cerussata* S l o d k., *Yoldia* cf. *dvalii* L. K r i s h t., *Y.* cf. *transvena* L. K r i s h t., *Cardita* sp., *Laternula* ? cf. *dvalii* L. K r i s h t., *Laternula* cf. *korniana* L. K r i s h t., *Thyasira* cf. *dvalii* L. K r i s h t., *Th.* sp., *Tivela* sp., *Macoma* cf. *kamtschatica* I l y i n a, *M.* sp. n., *M.* sp. *Lima* sp., *Ostrea* sp., *Mytilus littoralis* S l o d k., *Natica* sp. Эту фауну Л. В. Криштофович стратиграфически отождествляет с фауной зоны с *Cardium snatolensis* L. K r i s h t. снатольской фации тигильской толщи. Возможно, в каждом отдельном описанном случае породы верхнеснатольской фации не абсолютно точно стратиграфически идентичны. Важно отметить, что в верхнетигильское время участками, локально, параллельно снатольской фации, развивалась несколько отличная фация, более однородного, более тонкопелитового состава, свидетельствующая о начале изменения палеогеографических условий осадкообразования в Тигильском районе. Характерно, что верхнеснатольская фация отличается в участках района, наиболее удаленных от омгонской и ирунейской групп выходов мезозойских образований на дневную поверхность.

Увучинская фация тигильской толщи

Одновременно с осадками снатольской и верхнеснатольской фаций, а также, по-видимому, и какой-то части утхолокской и хулгунской фаций тигильской толщи происходило образование осадков иного типа, выделяемые нами под названием увучинской фации тигильской толщи.

К увучинской фации мы относим отложения тигильской толщи, развитые на морском берегу между м. Бабушкиным и устьем р. Майнач, между с. Омгон и устьем р. Морошечной и непосредственно к северо-востоку от г. Увуч.

Литологически она представлена сплошь песчаными отложениями. Песчаники серые, серовато-зеленовато-бурые плохослоистые, грубозернистые, с неравномерно рассеянными одиночными гальками, иногда с тонкими выклинивающимися прослойками углей. В породах часто встречаются крупные конкреции мергелистых песчаников. Характерно, что увучинская фация распространяется лишь в зонах, окаймляющих омгонскую и ирунейскую группы выходов мезозойских пород на дневную поверхность.

В разрезе третичных отложений, на морском берегу между мысом Бабушкиным и устьем р. Майнач породы увучинской фации занимают стратиграфически верхнюю часть тигильской толщи. Их мощность достигает около 250 м. Остальная, нижняя часть толщи здесь представлена отложениями хулгунской фации, имеющими мощность около 200 м. Отложения снатольской и верхнеснатольской фаций здесь отсутствуют. Согласно определениям Л. В. Криштофович [1947], породы тигильской толщи, выраженные в увучинской фации, здесь охарактеризованы следующей фауной: *Tivela snatolana* Slodk., *Pitaria* (?) sp. n., *Macrocallista tigilensis* L. Krish t., *M. cf. snatolensis* L. Krish t., *Tellina pleschakovi* L. Krish t., *Macoma tigilensis* L. Krish t., *Solen snatolensis* Slodk., *Ostrea* sp.

На морском берегу между мысом Омгон и устьем р. Морошечной породы увучинской фации достигают мощности около 200 м. Подстилающие их угленосные отложения, относящиеся к утхолокской фации тигильской толщи, по-видимому, тектонически, контактируют с мезозойскими породами м. Омгон. Отложения увучинской фации, по определениям Л. В. Криштофович, охарактеризованы следующей фауной: *Taras kovatschensis* L. Krish t., *Tivela snatolana* Slodk., *Pitar cf. xenophonti* L. Krish t., *Macrocallista* sp., *Tellina pleschakovi* L. Krish t., *Solen snatolensis* Slodk., *S. utchokokensis* L. Krish t., *Macra (Spisula) tigilensis* L. Krish t., *M. (Spisula) snatolensis* L. Krish t., *M. (Spisula) xenophonti* L. Krish t., *Polinices* sp.

В разрезе третичных отложений на морском берегу непосредственно к северо-востоку от г. Увуч тигильская толща почти на

полную свою мощность (около 100 м) представлена породами увучинской фации. Стратиграфически нижняя половина их разреза фаунистически не охарактеризована, верхняя же часть разреза, мощностью в 60 м, согласно определениям Л. В. Криштофович [1947], содержит следующую фауну: *Acila (Truncacila) pleschakovi* L. K r i s h t., *Thracia kamtschatica* L. K r i s h t., *Nuculana (Sacella) snatolensis* S l o d k., *Cardita xenophonti* L. K r i s h t., *Cardium* sp., *Nemocardium* cf. *marysuillensis* D i c k., *Pitaria* sp., *Macrocallista snatolensis* L. K r i s h t., *Macoma tigilensis* L. K r i s h t., *Solen tigilensis* S l o d k., *Panopea* sp., *Modiolus kovatschensis* L. K r i s h t., *Fastigiella* sp., *Polinices* sp.

Анализируя всю вышеприведенную фауну, Л. В. Криштофович приходит к выводу, что вмещающие отложения увучинской фации тигильской толщи стратиграфически тождественны фаунистическим зонам с *Genota snatolensis* S l o d k. и с *Cardium snatolensis* L. K r i s h t., литологически выраженным в центральных участках района в снатольской фации.

Из этого следует, что породы тигильской толщи, выраженные в одних участках района в снатольской, в других — в увучинской фациях, стратиграфически, в основном, тождественны.

Различные мощности и резко отличный литологический характер отложений снатольской и увучинской фаций обусловлен процессом образования их в различных палеогеографических зонах Тигильского бассейна.

Описанная песчаная фация осадков здесь продолжается и выше по разрезу третичных отложений, стратиграфически уже относясь к верхнеолигоценовой ковачинской толще. До недавнего времени эти отложения по литологическим признакам относились к тигильской толще.

Вулканогенная фация тигильской толщи

Среди третичных отложений Тигильского района развиты вулканогенные образования олигоцен-миоценового возраста. Стратиграфически нижняя их часть по простиранию переходит в песчано-глинистые отложения верхней части тигильской толщи, представляя собой, таким образом, вулканогенную фацию последней.

Вулканогенные отложения тигильской толщи широко развиты на м. Утхолокском, м. Кахтанинском и в верхнем течении р. Тигиль.

Особенно широкое развитие вулканогенных олигоцен-миоценовых отложений отмечается за северной границей Тигильского района, в Паланском районе, где они М. Ф. Двали [1939 (ф)] выделяют в свиту Кинкильского мыса.

Согласно данным М. Ф. Двали, нижняя часть этих вулканогенных образований состоит из перемежающихся покровов андезитов, их туфобрекчий и туфов, среди которых иногда встречаются

терригенные отложения — конгломераты, конгломерато-песчаники и песчаники. Последние по внешнему виду напоминают песчаники тигильской толщи и содержат местами отпечатки листьев, аналогичные таковым в тигильской толще Тигильского района. В низах вулканогенной серии Паланского района М. Ф. Двали выделяет так называемый теви́нский горизонт, представленный покровами липаритов и их туфов, мощностью до 200 м. В представлении М. Ф. Двали [1939 (ф)] свита Кинкильского мыса вместе с теви́нским горизонтом стратиграфически соответствуют самой верхней части тигильской, всей ковачинской и воямпольской толщам Тигильского района.

На м. Кахтанинском вулканогенные образования, параллелизуемые с таковыми Паланского района, также представлены покровами андезитов, их туфов и туфобрекчий. На м. Утхолокском, в частности, у м. Овра обнажается серия вулканогенных образований мощностью до 150 м, состоящая из покровов андезитов, туфобрекчий и туфов, среди которых нами наблюдались прослой конгломератов и песчаников, от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров мощностью, очень похожих по внешнему виду на песчаники из тигильской толщи. Они серого цвета, разнотернистые, плотные, с массой растительных обуглившихся остатков и с выклинивающимися линзочками и жилками углей. Стратиграфическая связь их с отложениями залегающей здесь же тигильской толщи осталась невыясненной из-за тектонических нарушений. Здесь же, в разрезе северного берега Утхолокского мыса, между отложениями тигильской толщи и отложениями ковачинской толщи залегают три пачки вулканогенных образований, выделенных в свое время И. Б. Плешаковым [1939] в так называемый «туфогенный базальный горизонт воямпольской свиты». Нижняя пачка вулканогенных отложений представлена выклинивающимся покровом андезитов мощностью до 20 м. Вторая пачка, мощностью в 18 м, выражена перемытой андезитовой туфобрекчией с фауной. Фауна, согласно определениям А. П. Ильиной [1940 (ф)] и Л. В. Криштофович [1944 (ф)], по нашим сборам и сборам И. Б. Плешакова, состоит из следующих форм: *Nuculana* sp.? *Glycymeris utcholokensis* Ilyina, *Cardita utcholokensis* S l o d k., *Taras utcholokensis* Ilyina, *Papyridea kovatschensis* Ilyina, *P. utcholokensis* Ilyina, *Sanguinolaria* sp., *Limatula kovatschensis* Ilyina, *Anomya* sp., *Ostrea*? sp. *Margarites* sp., *Neptunea*? *Actaeon* sp.

Третья, верхняя пачка вулканогенных образований представлена туфоконгломератами и туфопесчаниками. Мощность ее по простирацию изменяется от 2,5 до 18 м.

В ней также встречается фауна, которая, по определениям А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович, состоит из следующих форм: *Glycymeris utcholokensis* Ilyina, *Cardita utcholokensis* S l o d k.,

Crassatelites sp., *Papyridea kovatschensis* Ilyina, *P. utcholakensis* Slodk., *Macrocallista* sp., *Tellina* cf. *pleschakovi* L. Krish t., *T.* cf. *maxima* Ilyina, *Sanguinolaria* sp., *Thracia* sp., *Lima utcholakensis* Ilyina, *Anomya* sp., *Margarites* sp., *Cyclostroma?* sp., *Acmaea* cf. *clarki* Van Winkle, *A.* sp., *Calyptraea utcholakensis* Ilyina, *Buccinum?* sp., *Olivella?* sp., *Hemithyris* sp., *Terebratulina* sp. Указанные туфогенные образования по простиранию выклиниваются, замещаясь песчано-сланцевыми отложениями, которые мы относим к верхней части тигильской толщи. Стратиграфически вверх они согласно переходят в песчанистые сланцы, относимые нами к ковачинской толще.

На основании фаунистических данных А. П. Ильина [1940 (ф)] склоняется описанные туфогенные отложения Утхолокского мыса отнести к тигильской толще, а Л. В. Криштофович [1944 (ф)] относит их к нижней части ковачинской толщи.

Эти отложения мы условно, до уточнения их возраста, вместе с некоторой частью вулканогенных образований м. Овра, и относим к вулканогенной фации тигильской толщи.

В свете изложенного геологического материала тигильская толща нам представляется как вполне определенное крупное стратиграфическое звено третичных отложений Тигильского района с возрастным диапазоном: палеоцен (возможно, лярми) — нижний олигоцен, состоящая из ряда литологически более или менее обособленных типов фаций с зональным их распространением по площади района и с частичным или полным взаимозамещением друг друга как по простиранию, так и по вертикали разреза толщи.

Отложения хулгунской фации тигильской толщи, имея возрастной диапазон палеоцен (возможно, лярми) — нижний эоцен, занимает относительно самое нижнее положение в разрезе толщи. Верхняя часть ее отложений стратиграфически тождественна отложениям утхолокской фации и нижней части отложений снатольской фации.

Отложения хулгунской фации в своем распространении по площади претерпевают значительные изменения. Эти изменения носят зональный характер. В восточной и западной зонах района отложения хулгунской фации, окаймляя ирунейскую и омгонскую группы выходов мезозойских пород на дневную поверхность, имеют относительно меньшую мощность и являются сложенными несколько более грубокластическим материалом, чем во внутренней части района.

Отложения утхолокской фации, как уже отмечалось, имеют локальное, но тоже зональное распространение. Они приурочиваются, главным образом, к зонам, окаймляющим омгонскую и ирунейскую группы выходов мезозойских пород на дневную поверхность.

Возраст отложений утхолокской фации определяется в пределах палеоцен — эоцен.

Отложения снатольской фации, имеющие возрастной диапазон эоцен — нижний олигоцен, занимают в разрезе тигильской толщи всю верхнюю, большую его половину. В самой нижней части их разреза выделяется фаунистическая зона с пресноводной фауной. Остальная, верхняя, большая и главная часть их разреза подразделяется на две нижние синхроничные фаунистические зоны: с *Mytilus yokoyama* Slodk. и с *Genota snatolensis* Ilyina и зону с *Cardium snatolensis* L. Krish t. Однако выделить эти зоны в разрезе отложений снатольской фации по литологическим признакам пока невозможно.

Отложения снатольской фации тигильской толщи весьма широко распространены по площади района. При этом, приближаясь к участкам, где на дневную поверхность выходят мезозойские образования, они становятся более песчанистыми и резко уменьшаются в мощности, до полного исчезновения, с переходом в отложения увучинской фации тигильской толщи.

Верхняя часть отложений снатольской фации, относящаяся по возрасту к верхам нижнего олигоцена, стратиграфически тождественна локально развитым в районе отложениям верхне-снатольской фации, распространение которой приурочено к участкам, наиболее удаленным от ранее упоминаемых выходов на дневную поверхность мезозойских образований района.

Что касается отложений увучинской фации, то их положение в разрезе тигильской толщи определяется стратиграфической тождественностью породам снатольской фации. Возраст отложений увучинской фации также определяется в пределах эоцен — нижний олигоцен.

В распространении по площади района отложения увучинской фации строго ограничены и приурочиваются к зонам, непосредственно облегающим выходы мезозойских образований на дневную поверхность.

Весь разрез тигильской толщи в целом, вне зависимости от взаимоотношений в нем различных фаций, может быть подразделен в самых общих чертах на нижнюю половину, охарактеризованную преимущественно флорой и пресноводной фауной, относящейся по возрасту к нижнему эоцену — палеоцену (возможно, лярми), и верхнюю, охарактеризованную преимущественно фауной верхне-эоценового — нижнеолигоценового возраста, подразделяемую в свою очередь на две части: нижнюю — с взаимозамещающимися фаунистическими зонами с *Mytilus yokoyamai* Slodk. и с *Genota snatolensis* Ilyina (верхний эоцен) и верхнюю — тоже с взаимозамещающимися фаунистическими зонами с *Cardium snatolensis* L. Krish t. и с *Thyasira dvalii* L. Krish t. (нижний олигоцен).

Дать более детальное стратиграфическое расчленение тигильской толщи на данном этапе ее изученности не представляется возможным.

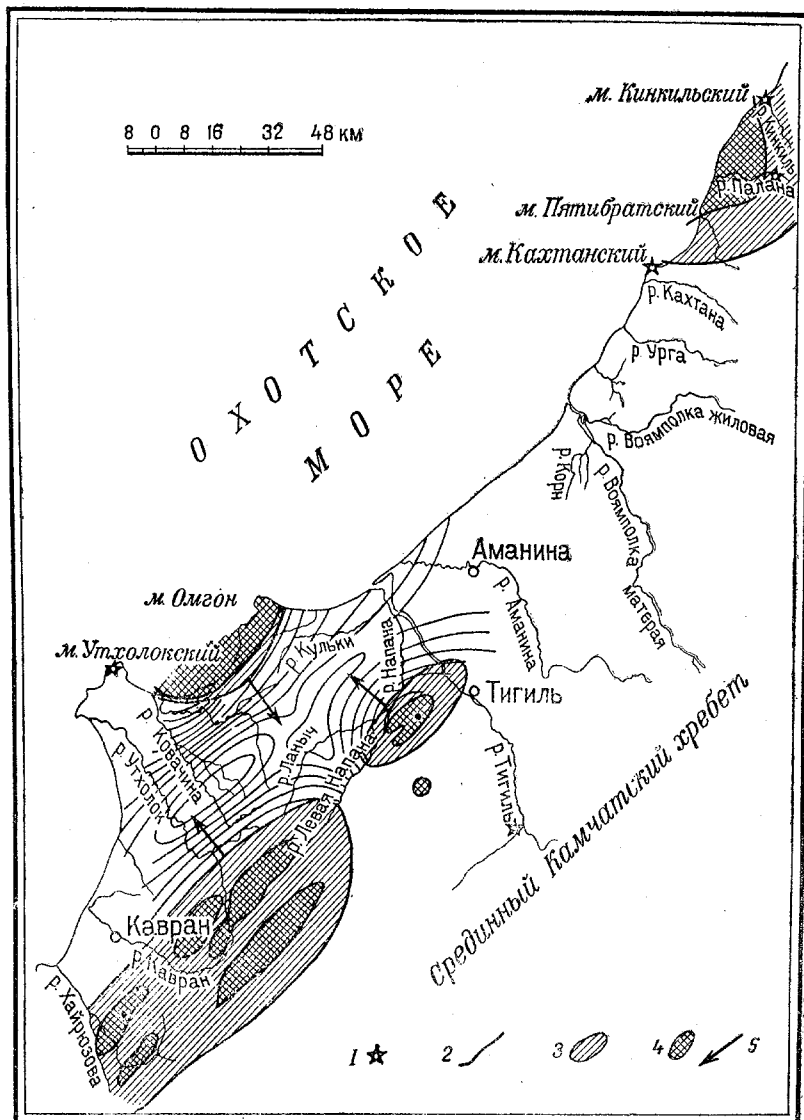
Наблюдаемое значительное изменение общей мощности тигильской толщи, при ее распространении по площади района, имеет вполне определенный характер. Максимальная мощность тигильской толщи отмечается в участках, наиболее удаленных от омгонской и ирунейской групп выходов на дневную поверхность мезозойских образований, в частности, в центральной зоне южной половины района (среднее течение р. Ухтолок, среднее и верхнее течение рр. Пухль, Ковачины, Снатол). Мощность ее здесь достигает 1000—2000 м. Отсюда в направлении на восток, к ирунейской группе выходов мезозойских образований, ее мощность уменьшается до нескольких сот метров (рр. Напана, Кавран) и в направлении на запад, к омгонской группе выходов мезозойских образований, — до 100 м (у г. Увуч). Отмечается также изменение мощности тигильской толщи и в меридиональном направлении, в частности, вдоль восточной окраины омгонской группы выходов мезозойских образований. Так, у г. Увуч мощность тигильской толщи достигает всего 100 м, у м. Омгон, к северо-востоку от устья р. Морошечной — до 200 м, а севернее, между м. Бабушкиным и устьем р. Майнач — около 450 м. Еще севернее, в участке Точилинской антиклинали, только верхняя половина тигильской толщи, обнаженная на дневной поверхности и вскрытая буровыми скважинами, достигает свыше 700 м мощности.

Как увидим ниже, в пределах южной половины Тигильского района аналогичный характер изменения мощности отмечается и для других стратиграфических звеньев третичных отложений. Схематично это показано на прилагаемой палеогеографической карте Тигильского района (фиг. 2). Изопахиты на этой карте имеют не абсолютное (не какое-либо определенное числовое значение мощности осадков), а относительное значение.

Ковачинская толща

(верхний олигоцен)

В ковачинскую толщу мы выделяем комплекс отложений верхнеолигоценного возраста. Палеонтологически, согласно данным Л. В. Криштофович и Б. Ф. Дьякова [1944 (ф)], верхнеолигоценные отложения Тигильского района представлены фаунистической зоной с *Cardita kovatschensis* S l o d k. и *Palliolium kovatschensis* L. K r i s h t., подразделяемой на две подзоны: нижнюю — с *Turritella kovatschensis* L. K r i s h t. и верхнюю — с *Lima tigi-lensis* L. K r i s h t. Каждая из этих подзон характеризуется вполне определенной, относительно обособленной ассоциацией фаун. Рас-



Фиг. 2. Палеогеографическая схематическая карта Тигильского района западного побережья Камчатки:

1 — центры вулканических извержений палеоген—миоценового времени, 2 — изогипсы равных мощностей палеоген—миоценовых осадков, 3 — зоны прибрежно-морских и континентальных отложений палеоген—миоцена, 4 — участки суши палеоген—миоценового времени, вскрытые современной дневной поверхностью, 5 — направления увеличения мощности осадков.

пространение их в вертикальном разрезе третичных отложений и определяет объем ковачинской толщи. Снизу ее ограничивает верхняя граница распространения нижнеолигоценового фаунистического комплекса (зоны) с *Cardita snatolensis* L. K r i s h t. снатольской фации и стратиграфически тождественного нижнеолигоценового фаунистического комплекса (зоны) с *Thyasira dvalii* L. K r i s h t. верхнеснатольской фации тигильской толщи, а сверху ограничивает нижняя граница распространения нижнемиоценового фаунистического комплекса (зоны) с *Yoldia slodkewitschi* S i m. и *Lingula chians* S w. Для большинства участков Тигильского района нижняя стратиграфическая граница ковачинской толщи может быть опознана литологически по переходу песчано-сланцевых отложений верхов тигильской толщи, вверх по разрезу, в сплошь сланцевые отложения низов ковачинской толщи, а верхняя — по переходу глинистых или слабо кремнистых, иногда слегка выбеливающихся на поверхности сланцев верхов ковачинской толщи, вверх по разрезу, в более кремнистые, обычно сильно выбеливающиеся на поверхности белесоватые сланцы (аргиллиты) низов воямпольской толщи. Однако довольно часто верхняя стратиграфическая граница ковачинской толщи литологически выражена иначе, а иногда проходит внутри литологически почти однородной серии отложений. В последнем случае верхняя граница ковачинской толщи может быть установлена лишь на основе палеонтологических данных. В ней, как и в тигильской толще, можно выделить несколько типов пород — фаций, частично или полностью взаимозамещающихся по простирацию.

Впервые ковачинская толща была установлена нами в 1931 — 1932 гг. В эту толщу тогда мы [1932 (ф), 1933] выделяли мощную серию сланцев, широко развитых в верхнем течении рр. Ковачины, Снатол, Пухль, Хейсливеем (Хейсли) и в среднем течении р. Утхолок. Сланцы эти черные, темно-серые, коричневатые, плотные, хорошо слоистые, плитчатые, листоватые и скорлуповато-чешуйчатые. Среди сланцев часто встречаются тонкие выклинивающиеся прослой мергелистых сланцев и различной величины мергелистые конкреции. Породы сравнительно хорошо охарактеризованы фауной, определение которой позволили вначале И. П. Хоменко [1933 (ф)], а затем В. С. Слодкевичу [1936], А. П. Ильиной [1936] и Л. В. Криштофович [1939 (ф)] определить возраст этих отложений как верхний олигоцен.

В настоящее время после переопределений собранной нами отсюда фауны, последняя представляется состоящей из следующих видов: *Acila (Truncacila)* sp., *Yoldia* cf. *olympiana* C l., *Y.* sp., *Malletia snatolensis* L. K r i s h t., *Cardita kovatschensis* I l y i n a, *Macoma kamtschatica* I l y i n a, *Palliolium (Delectopecten) peckhami* (G a b b.), *Variamussium pollarense* S l o d k., *Turricula* aff. *santacrusanus* A r n. Долгое время только эти отложе-

ния выделялись в ковачинскую толщу. Однако по мере изучения третичных отложений и, в частности, после проведения в 1941 г. автором [1944 (ф)] детальных исследований ряда разрезов третичных отложений Тигильского района, сейчас совершенно определенно выясняется, что описанные породы ковачинской толщи являются лишь одной из фаций ее стратиграфически нижней части, при этом далеко не самой распространенной в районе.

Фауна этих отложений принадлежит нижней верхнеолигоценовой подзоне с *Turritella kovatschensis* L. K r i s h t. Стратиграфически вниз описанные сланцы в бассейне верхнего течения р. Ковачины согласно переходят в породы зоны с *Cardium snatolensis* L. K r i s h t. тигильской толщи. Верхняя их граница остается здесь невыявленной. В бассейне среднего течения р. Утхолок эти сланцы, по данным Л. В. Микулича [1934 (ф)], стратиграфически вверх переходят в «белесоватые сланцы с той же фауной». Очень возможно, что какая-то часть этих «белесоватых сланцев» действительно относится к верхнему олигоцену и является стратиграфически верхней частью ковачинской толщи.

Мощность черных сланцев ковачинской толщи в бассейне верхнего течения р. Ковачины достигает свыше 1000 м; мощность же их в бассейне среднего течения р. Утхолок Л. В. Микулич определяет в 400 м. Уменьшается мощность этих сланцев и в северном направлении от р. Ковачины, достигая в верхнем течении р. Снатол нескольких сот метров. Здесь черные глинистые плитчатые сланцы стратиграфически вверх переходят в светло-серые, слегка кремнистые, слабо выбеливающиеся на поверхности сланцы, охарактеризованные, согласно определениям А. П. Ильиной, нижеследующей фауной: *Cardita kovatschensis* S l o d k., *Macoma kamtschatica* I l y i n a, *Palliolum (Delectopecten) peckhami* (G a b b.) *Velutina* sp. Эта фауна относится к нижней верхнеолигоценовой подзоне с *Turritella kovatschensis* L. K r i s h t. ковачинской толщи.

Таким образом, в бассейне верхних течений рр. Снатол, Ковачины, Пухль, Хейсливеем, а также в бассейне среднего течения р. Утхолок, ковачинская толща представлена, в основном, весьма характерными глинистыми черными плитчатыми сланцами, выделяемыми нами в пухлинскую фацию ковачинской толщи, и лишь по простирацию от р. Ковачины и р. Пухль на юг и на север, возможно, стратиграфически верхняя часть ее выражена глинисто-кремнистыми слегка выбеливающимися на поверхности сланцами.

Несколько иначе выражена ковачинская толща в районе средних течений рр. Ковачины, Снатол, Хейсливеем (Хейсли). Здесь ковачинская толща, залегая согласно на верхних горизонтах тигильской толщи, представлена темно-серыми неслоистыми или плохо слоистыми песчано-глинистыми и песчанистыми скорлуповато-чешуйчатыми сланцами, с округлыми мергелистыми конкрециями. Мощность их здесь достигает 200—300 м. Стратиграфически

вверх они согласно переходят в кремнисто-глинистые белесоватые сланцы, из которых нижние горизонты, возможно, относятся к стратиграфически верхней части разреза ковачинской толщи.

Собранная из темно-серых песчано-глинистых сланцев фауна, по определениям А. П. Ильиной [Ильина А. П. 1940 (ф), Дьяков Б. Ф. 1944 (ф)], состоит из следующих форм: *Cardita kovatschensis* S l o d k., *Tellina puchlensis* S l o d k., *Fusinus* cf. *plexiosus* G a b b., *Margarites* sp. Эта фауна относится к нижней верхнеолигоценовой подзоне с *Turritella kovatschensis* L. K r i s h t., что устанавливает стратиграфическое тождество описанных отложений, которые мы выделяем в хейслинскую¹ фацию ковачинской толщи, с отложениями пухлинской фации ковачинской толщи. Литологически аналогично, т. е. в той же хейслинской фации, только, возможно, несколько большей мощности, выражена ковачинская толща в бассейне верхних течений рр. Кавран и Утхолок.

В еще более измененном литологически виде ковачинская толща выступает на морском берегу вблизи м. Омгон: у устья р. Майнач, у устья р. Морошечной и у г. Увуч.

В разрезе третичных отложений на морском берегу между м. Бабушкиным и устьем р. Майнач ковачинская толща выражена песчаными отложениями. Песчаники мелко- и среднезернистые, плохо слоистые, серо-зеленовато-сизого цвета. Мощность их достигает около 270 м. Долгое время они по литологическим признакам относились к верхам тигильской толщи. Однако палеонтологостратиграфический анализ Л. В. Криштофович [1944 (ф)] устанавливает, что эти отложения, содержащие *Nuculana* cf. *newcombi* A n d. et M a r t., *Yoldia cooperi* var. *kovatschensis* S l o d k., *Y.* cf. *tigilensis* S l o d k., *Y.* cf. *thraciaeformis* S t o r., *Cardita* cf. *kovatschensis* S l o d k., *C. tigilensis* S l o d k., *Laternula kovatschensis* I l y i n a, *Taras* sp., *Thyasira pervulgata* L. K r i s h t., *Macrocallista* sp., *Macoma* ex gr. *kamtschatica* I l y i n a, *Cuspidaria tigilensis* S l o d k., *C. tigilensis* var. *mainaschensis* S l o d k., *Periploma* sp. n., *Palliolium peckhami* G a b b., *Modiolus restorationensis* V a n W i n k l e, *Acmea* sp., *Margarites* sp., *Fusinus* sp., принадлежат ковачинской толще. Этот тип отложений нами выделяется в майначинскую фацию ковачинской толщи.

В разрезе третичных отложений к юго-западу от устья р. Морошечной ковачинская толща выражена темно-серыми песчано-глинистыми образованиями, часто с мелкими растительными остатками и с многочисленными мергелистыми конкрециями с обильной фауной моллюсков. Мощность их здесь достигает 150 м. Эти отло-

¹ Ранее мы эту фацию осадков ковачинской толщи называли точилинской [1944 (ф)], что теперь считаем неудобным, поскольку под этим названием в разрезе ковачинской толщи выделяется определенное стратиграфическое звено — точилинская свита.

жения мы также относим к майначинской фации ковачинской толщи. По определению Л. В. Криштофович [1944 (ф)], они охарактеризованы следующей фауной: *Acila (Truncacila) pleschacovi* L. K r i s h t., *Nuculana napanica* L. K r i s h t., *N. sp.*, *Yoldia cerussata* S l o d k., *Y. sp.*, *Malletia ex gr. korniana* L. K r i s h t., *Cardita xenophonti* L. K r i s h t., *C. sp.*, *Nemocardium cf. maryevillensis* D i c k., *Pitar tigilensis* L. K r i s h t., *Thyasira pervulgata* L. K r i s h t., *Macoma vasilevskii* L. K r i s h t., *M. sp.*, *Cuspidaria (Cardiomia) napanica* L. K r i s h t., *Modiolus restorationensis* V a n W i n k l e, *Margarites sp.*, *Polinices sp.*, *Turritella sp.*, *Cancellaria? sp.*, *Scaphander sp.*

По литологическим признакам эти отложения раньше также относились к тигильской толще. Согласно заключению Л. В. Криштофович, фауна этих пород относится к верхнему олигоцену и идентична фауне ковачинской толщи, выраженной в других, более типичных для нее, фациях. Сейчас следует считать установленным наличие аналогов ковачинской толщи также и в разрезе третичных отложений на берегу Ковачинской бухты к северо-востоку от г. Увуч, что до сих пор отрицалось, особенно настойчиво И. Б. Плешаковым [1939], считавшим, что они здесь были размыты в предвоинпольский эрозионный период. Это служило ему одним из оснований для утверждения наличия регионального трансгрессивного, несогласного залегания воинпольской толщи (неоген) на палеогеновые отложения — в данном случае на тигильскую толщу. Отложения ковачинской толщи здесь выражены серо-сизыми в свежей зоне и бурыми на поверхности, рыхлыми, неслоистыми песчаниками с редкими глинистыми линзовидными конкрециями мергелистых песчаников, с массой мелких обуглившихся растительных остатков. Мощность этих пород, которые мы относим к майначинской фации ковачинской толщи, здесь около 60 м. По своему характеру они являются непосредственным продолжением вверх по разрезу отложений увучинской фации тигильской толщи, внешне отличаясь от последних лишь несколько более зеленоватым цветом и формой конкреций, здесь вытянутых, линзовидных, а в отложениях увучинской фации тигильской толщи — округлых. В основании их залегает песчаник, мощностью около 3 м, с гальками в подошве и в кровле.

Согласно определениям Л. В. Криштофович [1944 (ф)], по нашим сборам 1941 г., эти отложения охарактеризованы следующей фауной: *Acila sp.*, *Nuculana (Sacella) snatolensis* S l o d k., *N. (Sacella) sp.*, *Cardita xenophonti* L. K r i s h t., *C. sp.*, *Nemocardium kovatschensis* L. K r i s h t., *Pitar xenophonti* L. K r i s h t., *P. sp.*, *Macrocallista snatolensis* L. K r i s h t., *Macoma tigilensis* L. K r i s h t., *M. sp.*, *Mya kovatschensis* L. K r i s h t., *Polinices kamtschatica* L. K r i s h t., *Turritella sp.*, *Melania cf. snatolensis* L. K r i s h t., *Psephae*. Эту фауну Л. В. Криштофович

[1944 (ф)] относит к верхнему олигоцену и отождествляет с фауной ранее описанных песчаных и песчано-сланцевых отложений майначинской фации ковачинской толщи на морском берегу у устья р. Майнач и у устья р. Морошечной, а содержащие их отложения относит к ковачинской толще.

Этот вывод полностью подтверждается и самим стратиграфическим положением описываемых пород в разрезе третичных отложений. Здесь, у г. Увуч они подстилаются отложениями самой верхней фаунистической зоны с *Cardium snatolensis* L. Krish t. (нижний олигоцен) тигильской толщи, выраженной в увучинской фации, и согласно перекрываются отложениями с фаунистическим комплексом нижнемиоценового возраста, т. е. низами воямпольской толщи.

Сейчас следует считать установленным также наличие ковачинской толщи и в разрезе третичных отложений северного берега Утхолокского мыса. Ковачинская толща здесь представлена песчанистыми туфогенными темно-серыми плохо слоистыми сланцами с мелкими мергелистыми конкрециями и желваками. Неполная их мощность, считая от подошвы, достигает 30 м. Продолжение этих пород вверх по разрезу проследить не удалось из-за наличия здесь дизъюнктивных нарушений. Породы залегают согласно на туфоконгломератах и туфопесчаниках, содержащих, по определениям Л. В. Криштофович [1944 (ф)], следующую фауну: *Acila* sp., *Nuculana (Sacella) snatolensis* S l o d k., *N. (Sacella)* sp., *Cardita xenophonti* L. Krish t., *Pitar xenophonti* L. Krish t., *P. sp.*, *Macrocallista snatolensis* L. Krish t., *Macoma tigilensis* L. Krish t., *M. sp.*, *May kovatschensis* L. Krish t., *Polinices kamtschatica* L. Krish t., *Turritella* sp., *Melania* cf. *snatolensis* L. Krish t., *Psepheae* sp.

Согласно заключению Л. В. Криштофович, эта фауна больше всего напоминает фауну верхней части ковачинской толщи. Некоторые формы, присутствующие здесь, характерны для нижней части ковачинской толщи.

Из вышеизложенного обзора о характере и развитии ковачинской толщи по площади в южной половине Тигильского района совершенно отчетливо вырисовывается зональное распространение ее фаций.

Пухлинская фация, выраженная глинистыми плитчатыми сланцами, занимает центральное положение, распространяясь полосой в верхних течениях рр. Снатол, Пухль, Ковачина, Хесливеем и среднем течении р. Утхолок, вытянутой в северо-восточном направлении. Мощность ее отложений достигает свыше 1000 м.

Хейслинская фация, выраженная песчано-глинистыми скорлуповато-чешуйчатыми сланцами, располагается западнее и восточнее пухлинской фации, простираясь полосами, вытянутыми в северо-восточном направлении, занимая верхние течения рр. Утхо-

лок и Кавран, нижнее течение р. Пухль и средние течения рр. Сна-тол, Ковачины, Хейсливесс. Мощность отложений хейслинской фации достигает нескольких сот метров. Еще западнее, непосредственно у берега моря, также полосой северо-восточного прости-рания протягиваются отложения майначинской фации, представ-ленные песчаными и песчано-глинистыми породами. Мощность их от 60 до 270 м.

Следует обратить внимание, что наиболее тонкопелитовая пух-линская фация ковачинской толщи распространяется в наибольшем удалении от омгонской и ирунейской групп выходов на дневную поверхность мезозойских образований, а наиболее грубокласти-ческая майначинская фация ковачинской толщи располагается в непосредственной близости к омгонской группе выходов мезо-зойских образований, как бы облекая их. Что касается отложений хейслинской фации, то они занимают промежуточное положение. Характерно также, что отложения каждой из этих фаций, предста-вляя собой полностью или почти полностью весь разрез ковачин-ской толщи, имеют различные мощности. Мощность ковачинской толщи, выраженной в пухлинской фации — наибольшая, а мощ-ность ковачинской толщи, выраженной в майначинской фации, — наименьшая.

Такое же соотношение мощности, по-видимому, останется и в том случае, если в ковачинскую толщу, выраженную в пухлин-ской и хейслинской фациях, окажется необходимым включить некоторые горизонты ранее упоминавшихся кремнистых белесо-ватых сланцев. Последние в этом случае будут выделены в особую фацию ковачинской толщи.

Из изложенного мы видим, что при развитии ковачинской толщи по площади южной части Тигильского района, выде-ляются точно те же закономерности зонального распростра-нения осадков (фаций) и изменения их мощностей, что нами были отмечены и при анализе развития по площади тигиль-ской толщи. Менее грубокластические осадки располагаются в центральной зоне южной половины района, в наибольшем удале-нии от омгонской и ирунейской групп выходов на дневную поверх-ность мезозойских образований, а наиболее грубокластические осадки располагаются ближе к последним. Вытекающие отсюда выводы палеогеографического порядка нами будут рассмотрены в заключительной части настоящей работы.

Простираясь на север, в северную половину Тигильского района, характер ковачинской толщи несколько изменяется. В среднем течении р. Напаны ковачинская толща выражена в двух фациях. Стратиграфически более нижняя выражена темно-серыми, непра-вильно плитчато-скорлуповатыми песчано-глинистыми сланцами и, по аналогии с породами в южной половине района, нами име-нется хейслинской фацией, а стратиграфически выше располо-

женную, представленную, в основном, глинисто-кремнистыми, выбеливающимися на поверхности сланцами, мы будем именовать напанской фацией.¹ Мощность отложений хейслинской фации ковачинской толщи здесь достигает около 600—700 м.

Согласно определениям Л. В. Криштофович [1939 (ф)], она охарактеризована следующей фауной: *Acila* (*Truncacila*) sp., *Nuculana* sp., *Yoldia pilvoensis* Slodk., *Y. cf. nitida* Slodk., *Y. sp.* (cf. *Y. amanakensis* Ilyina), *Y. napanica* L. Krish t., *Y. sp.*, *Cardita kovatschensis* Slodk., *C. sp.*, *Laternula cf. bainbridgensis* Clark, *L. sp.*, *Thyasira* sp. (cf. *Th. pervulgata* L. L. Krish t.), *Liocyma* sp., *Pitaria?* sp., *Macoma kamtschatica* Ilyina, *M. ex gr. kamtschatica* Ilyina, *M. sp.*, *Palliolium* (*Delectopecten*) *peckhami* Gabb., *Propeamussium* sp., *Modiolus* sp., *Turricula aff. santacruzana* Arn., *Natica* sp., *Margarites* sp., *Turritella blakeleyensis* Weav., *T. sp.*, *Scaphander* sp.

По заключению Л. В. Криштофович, этот комплекс фауны имеет верхнеолигоценовый возраст и соответствует нижнековачинскому фаунистическому комплексу (подзоне) с *Turritella kovatschensis* L. Krish t. Напанская фация в бассейне среднего течения р. Напаны представлены темно-серыми в свежей зоне и светло-серыми, сизовато-белесоватыми на поверхности, тонкопесчанистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с характерной тонкой и частой трещиноватостью, ориентированной перпендикулярно к слоистости. Мощность их здесь достигает 300—400 м. Согласно определениям Л. В. Криштофович [1939 (ф)], напанская фация охарактеризована следующей фауной: *Acila* (*Truncacila*) sp., *Nuculana newcombi* (And. et Mart.), *Yoldia napanica* L. Krish t., *Y. sp.*, *Cardita ex gr. kovatschensis* Slodk., *C. sp.*, *Thyasira clarki* L. Krish t., *Th. pervulgata* L. Krish t., *Phacoides* sp., *Macrocallista dvalii* Ilyina, *Solemia* sp., *Modiolus restorationensis* Van Winkle, *Natica* sp., *Turris* sp., *Cancellaria* sp., *Scaphander* sp., *Dentalium* sp., *Hemithyris* (?) *peariformis* L. Krish t., *H. (?) kovatschensis* L. Krish t. Эта фауна, по заключению Л. В. Криштофович, также относится к верхнему олигоцену и соответствует верхнековачинскому фаунистическому комплексу (подзоне) с *Lima tigilensis* L. Krish t. Аналогично, в основном, ковачинская толща выражена в разрезе по морскому берегу у ключа Точило. Этот разрез и принят за стратиграфический эталон ковачинской толщи Тигильского района. Ковачинская толща представлена здесь двумя типами отложений, которые по их

¹ Ранее мы эту фацию осадков ковачинской толщи называли корновской, [1944 (ф)], что теперь считаем неудобным, поскольку под этим названием в разрезе ковачинской толщи выделяется определенное стратиграфическое звено — корновская свита.

литологическому характеру следует отнести к выше рассмотренным фациям ковачинской толщи: хейслинской и напанской. К первой мы относим отложения нижней трети «точилинской свиты» М. Ф. Двали [1938 (ф)]. Мощность их достигает около 250 м. Состав фауны этих отложений, согласно определениям Л. В. Криштофович [1944 (ф)], следующий: *Acila* (*Truncacila*) sp., *Nuculana napanica* L. Krisht., *N. (Sacella)* sp., *N. (Nuculana)* sp., *Nucula* sp., *Yoldia* ex gr. *cerussata* Slodk., *Y. nitida* Slodk. var. *ochotica* L. Krisht., *Y. transvena* L. Krisht., *Y. cooperi kovatschensis* Slodk. sp., *Malletia korniana* L. Krisht. M., *snatolensis* L. Krisht., *Cardita kovatschensis* Slodk., *C. cf. tigilensis* L. Krisht., *C. skvortsovi* L. Krisht., *C. sp.*; *Laternula korniana* L. Krisht., *L. sp.*, *Thyasira pervulgata* L. Krisht., *Corbicula* sp., *Pitar* sp., *Macoma kamtschatica* Ilyina, *Solemya* sp., *Periploma roundiformis* L. Krisht., *P. totschiensis* L. Krisht., *P. sp.*, *Lima* ex gr. *goliath* Sow., *Ostrea* sp., *Palliolum* (*Delectopecten*) *peckhami* Gabb., *P. (Delectopecten) kornensis* L. Krisht., *Modiolus* cf. *restorationensis* Van Winkle, *Turricula* aff. *santacruzana* Arn., *Turritella kovatschensis* L. Krisht., *Neptunea* sp., *Fusinus* sp., *Turris* sp., *Dentalium* sp., *Terebratulina* sp., одиночные кораллы, зубы, чешуи рыб и фораминиферы. Эту фауну Л. В. Криштофович сопоставляет с фауной из отложений пухлинской и хейслинской фаций ковачинской толщи южной половины Тигильского района и с фауной из отложений хейслинской фации ковачинской толщи среднего течения р. Напаны, в совокупности представляющих нижнековачинский фаунистический комплекс (подзону) с *Turritella kovatschensis* L. Krisht. К напанской фации ковачинской толщи в рассматриваемом разрезе третичных отложений мы относим породы средней части «точилинской свиты» М. Ф. Двали [1938 (ф)] или его и нашего [1935 (ф)] «горизонта г. Гречинкипа». Мощность их достигает около 250 м. Состав фауны этих отложений, по определениям Л. В. Криштофович, следующий: *Acila* (*Acila*) sp., *A. (Truncacila)* sp., *Nuculana napanica* L. Krisht., *N. (Sacella)* sp., *Nucula*? sp., *Yoldia* cf. *clalata* Weav., *Y. sp.*, *Malletia kamtschatica* L. Krisht., *M. korniana* L. Krisht., *M. korniana* L. Krisht. var. *longa* L. Krisht., *M. snatolensis* L. Krisht., *M. sp.*, *Cardita* sp., *Laternula korniana* L. Krisht., *Thyasira* sp., *Macoma* sp., *Periploma roundiformis* L. Krisht., *P. totschiensis* L. Krisht., *P. sp.*, *Lima tigilensis* L. Krisht., *Lima* ex gr. *goliath* Sow., *Margarites* sp., *Turricula*? sp., *Acmaea*? sp., *Neptunea* sp., *Fusinus* sp., *Turris* sp., *Dentalium* sp., *Hemithyris* sp., *Terebratulina* sp., остатки крабов, криноидей, морских ежей, скелеты, чешуи и позвонки рыб, одиночные кораллы, отпечатки листьев и фораминиферы.

Этот фаунистический комплекс Л. В. Криштофович сопоставляет с таковым из отложений фации ковачинской толщи среднего течения р. Напаны. Их совокупность представляет собой верхне-олигоценый, верхнековачинский фаунистический комплекс (подзону) с *Lima tigilensis* L. K r i s h t.

В бассейне верхнего течения р. Напаны к ковачинской толще, кроме описанных выше пород, относятся сплошь песчаные отложения. Мощность их достигает нескольких десятков метров. Породы эти представлены неслоистыми тонкозернистыми, местами глинистыми, серыми песчаниками. Стратиграфически они всегда являются приуроченными к верхней части разреза ковачинской толщи. Эти отложения нами выделяются в верхне-напанскую¹ фацию ковачинской толщи. Палеонтологически они охарактеризованы следующей фауной: *Yoldia napanica* L. K r i s h t., *Y. sp.*, *Palliolum (Delectopecten) pedroanus* (T r a s k.), *Modiolus restorationensis* V a n W i n k l e, *Natica sp.* По заключению Л. В. Криштофович, эта фауна также относится к верхнековачинской фаунистической подзоне с *Lima tigilensis* L. K r i s h t. Аналогично выражен разрез ковачинской толщи в бассейне нижнего течения р. Воямпольки. К нижней верхнеолигоценной подзоне с *Turritella kovatschensis* L. K r i s h t. ковачинской толщи здесь относятся породы нижних 350 м разреза первой крелиусной буровой скважины на Воямпольской антиклинали. Литологически они, в основном, тождественны отложениям, описанным выше под названием хейслинской фации ковачинской толщи. Состав фауны этих отложений, по определениям Л. В. Криштофович, [Криштофович Л. В. 1940 (ф), 1944 (ф); Дьяков Б. Ф. 1944 (ф)], следующий: *Acila (Truncacila) sp.*, *Nuculana napanica* L. K r i s h t., *N. korniana* L. K r i s h t., *N. barga* L. K r i s h t., *Yoldia cerussata* S l o d k., *Y. dvalii* L. K r i s h t., *Y. nitida* S l o d k. var. *ochotica* L. K r i s h t., *Y. transvena* L. K r i s h t., *Malletia korniana* L. K r i s h t., *Cardita kovatschensis* S l o d k., *Laternula korniana* L. K r i s h t., *Thyasira pervulgata* L. K r i s h t., *Macoma kamtschatica* I l y i n a, *Periploma roundiformis* L. K r i s h t., *Palliolum (Delectopecten) kornensis* L. K r i s h t., *P. (Delectopecten) peckhami* G a b b., *Modiolus restorationensis* V a n W i n k l e, *Margarites sp.*, *Turritella kovatschensis* L. K r i s h t., *Turris tigilensis* L. K r i s h t. Этот фаунистический комплекс Л. В. Криштофович отождествляет с фаунистическим комплексом из отложений пухлинской и хейслинской фаций ковачинской толщи южной половины Тигильского района, а также с фаунистическим комплексом пород хейслинской фации ковачинской толщи среднего и верхнего течений р. Напаны и мор-

¹ Ранее мы эту фацию осадков ковачинской толщи называли жилой [1944 (ф)], что теперь считаем неудобным, поскольку под этим названием в разрезе ковачинской толщи выделяется определенное стратиграфическое звено — жилая свита.

ского побережья у ключа Точило и включает в нижнековачинскую, верхнеолигоценовую фаунистическую подзону с *Turritella kovatschensis* L. K r i s h t. Особо разительно сходство фауны из отложений нижних 350 м разреза первой крелиусной буровой скважины на Воямпольской антиклинали с фауной низов ковачинской толщи точилинского разреза. Это убеждает в абсолютной стратиграфической тождественности указанных отложений.

К верхней, верхнеолигоценовой подзоне с *Lima tigilensis* L. K r i s h t. ковачинской толщи здесь относятся породы верхней части разреза первой крелиусной буровой скважины на Воямпольской антиклинали, мощностью около 700 м, а также отложения, обнажающиеся в ядре и присводовой части антиклинали, известные здесь под названием «корновской свиты», мощностью около 500 м, и «жиловой свиты», мощностью около 350 м [Дьяков Б. Ф., 1935а (ф)]. По своему характеру породы верхней части разреза первой крелиусной буровой скважины и «корновской свиты», по-видимому, должны быть отнесены к напанской, а породы «жиловой свиты» к верхнепанской фациям ковачинской толщи Тигильского района.

Из отложений, мощностью в 700 м, верхней части разреза первой крелиусной буровой скважины на Воямпольской антиклинали Л. В. Криштофович [1940 (ф), 1944 (ф)] была определена следующая фауна: *Acila* (*Acila*) sp., *A. (Truncacila)* sp., *Nuculana* (*Nucula*) *istratovae* L. K r i s h t., *N. ocheneri* Ar. et Mart. var. *elmana* Ether., *N. sp.*, *Yoldia cerussata* Slodk., *Y. nitida* Slodk. var. *ochotica* L. K r i s h t., *Y. transvena* K r i s h t., *Y. sp.*, *Malletia korniana* L. K r i s h t., *M. korniana* L. K r i s h t., var. *longa* L. K r i s h t., *Cardita* ex gr. *kovatschensis* Slodk., *C. sp.*, *Thysira* sp., *Pitar* sp., *Macoma kamtschatica* Ilyina, *Periploma* sp., *Palliolium* (*Delectopecten*) *peckhami* Gabb., *P. (Delectopecten)* *kornensis* L., *Modiolus restorationensis* Van Winkle, *Turris* cf. *tigilensis* L. K r i s h t., *Cancellaria* sp., *Scaphander* sp., чешуи и позвонки рыб, иглы ежей, остатки ракообразных.

Эта фауна является верхнеолигоценовой и относится к верхнековачинской фаунистической подзоне с *Lima tigilensis* L. K r i s h t. Отложения, известные здесь под названием «корновской свиты» ковачинской толщи, охарактеризованы, согласно определениям Л. В. Криштофович, следующей фауной: *Acila* (*Truncacila*) sp., *Nuculana* (*Nuculana*) sp., *N. (Sacella)* sp., *Yoldia* ex gr. *nitida* Slodk., *Y. sp.*, *Malletia korniana* L. K r i s h t., *M. sp.*, *Cardita* sp., *Thysira tigilana* L. K r i s h t., *Th. clarki* L. K r i s h t., *Macrocallista dvalii* Ilyina, *Solemia dalli* Ilyina, *Periploma* sp., *Ostrea* sp., *Margarites* sp., *Turritella* sp., *Dentalium* sp., *Turris* sp., *Scaphander* sp., которая также должна быть отнесена к верхнековачинской фаунистической подзоне с *Lima tigilensis* L. K r i s h t.

Породы, известные здесь под названием «жиловой свиты» ковачинской толщи, охарактеризованы, по определениям А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович, следующей фауной: *Nuculana napanica* L. K r i s h t., *N. sp.*, *Yoldia sp.*, *Pitaria sp.*, *Macoma kamtschatica* I l y i n a, *Modiolus restorationensis* V a n W i n k l e, *Scaphander*, также параллелизирующейся с фауной верхнеолигоценовой подзоны с *Lima tigilensis* L. K r i s h t.

Таким образом, ковачинская толща Тигильского района, в нашем представлении, рисуется в виде комплекса отложений, состоящего из ряда фаций: пухлинской, хейслинской, майначинской, напанской и верхнепананской. Их расположение в вертикальном разрезе ковачинской толщи нам представляется, в соответствии с ныне установленными для ковачинской толщи двумя стратиграфически постоянными фаунистическими подзонами: нижней — с *Turritella kovatschensis* L. K r i s h t. и верхней с *Lima tigilensis* L. K r i s h t., в следующем виде.

Повсеместно в северной половине района нижнюю часть разреза ковачинской толщи занимают отложения хейслинской фации. Мощность их колеблется от 250 до 400 м, а может быть и более. Положение пород этой фации ковачинской толщи в стратиграфическом разрезе последней отвечает, в основном, вертикальному распространению по разрезу ковачинской толщи нижнего, верхнеолигоценового фаунистического комплекса (подзоны) ковачинской толщи с *Turritella kovatschensis* L. K r i s h t. Однако нами допускается, что в ряде участков района как нижняя, так и верхняя литологическая граница отложений хейслинской фации ковачинской толщи может быть как несколько ниже, так и несколько выше верхней границы указанной фаунистической зоны. Аналогичное положение в стратиграфическом разрезе ковачинской толщи занимают отложения хейслинской и, по-видимому, все или почти все отложения пухлинской фаций южной половины района. Что касается отложений майначинской фации ковачинской толщи южной половины района, то, по-видимому, к нижней части разреза ковачинской толщи, определяемой вертикальным распространением фаунистической подзоны с *Turritella kovatschensis* L. K r i s h t., относится лишь какая-то нижняя их часть, сейчас точно не установленная.

Весь этот комплекс отложений различных фаций ковачинской толщи, отвечающей стратиграфическому положению верхнеолигоценовой фаунистической подзоны с *Turritella kovatschensis* L. K r i s h t., мы выделяем в точилинскую свиту ковачинской толщи.

Точилинская свита, в основном, представлена глинистыми и песчано-глинистыми сланцами черного, темно-серого, иногда коричневатого цвета, обычно плохослоистыми, скорлуповато-чешуйчатыми, реже плитчатыми и листоватыми, с тонкими прослойками

туфов и туффитов, а также небольшими выклинивающимися пропластками и пластовыми конкрециями мергелистых сланцев. В некоторых участках района точилинская свита, фациально изменяясь, сложена песчаниками и глинистыми песчаниками темно-серыми, серыми, слегка зеленоватыми, плохо слоистыми. И в этом, и в другом случаях породы свиты в свежей, глубокой зоне — плотные, компактные, а в выветрелой зоне и с поверхности — сильно раздробленные.

Состав фауны точилинской свиты ковачинской толщи, по Л. В. Криштофович, следующий: *Acila* (*Truncacila*?) sp., *Nuculana korniana* L. Krish t., *N. napanica* L. Krish t., *N.* sp., *Nucula* sp., *Yoldia dvalii* L. Krish t., *Y. napanica* L. Krish t., *Y. ex gr. cerussata* Slodk., *Y. transvena* sp. n., *Y.* sp. (cf. *Y. amakensis* Ilyin a), *Y. nitida* Slodk. var. *ochotica* L. Krish t., *Y. pilvoensis* Slodk., *Y. amanakensis* Ilyin a, *Y. diakovi* Slodk., *Malletia korniana* L. Krish t., *M. snatolensis* L. Krish t., *M. snatolensis* L. Krish t., *Cardita kovatschensis* Slodk., *Cardita tigilensis* L. Krish t., *Cardita skvortsovi* L. Krish t., *Laternula* cf. *bainbridgensis* Cl., *L. korniana* L. Krish t., *Thyasira* cf. *pervulgata* L. Krish t., *Pitar* sp., *Macoma kamtschatica* Ilyin a, *Cuspidaria* (*Cardiomia*) *napanica* L. Krish t., *Periploma roundiformis* L. Krish t., *P. totschiensis* L. Krish t., *P.* sp., *Variamussium* cf. *pillarensis* Slodk., *Palliolus* (*Delectopecten*) *peckhami* Gabb., *P. (Delectopecten) kornensis* L. Krish t., *Modiolus restorationensis* Van Winkle, *Margarites* sp., *Turricula* aff. *santacruzana* Arnold., *Natica* sp., *Velutina* sp. ind. Ilyin a, *Turritella blakeleyensis* Weaver, *T. kovatschensis* L. Krish t., *Nephtys* sp., *Turris tigilensis* L. Krish t., *Scaphander* cf. *alaskensis* Clark., *Dentalium* sp., *Hemithyris* sp., одиночные кораллы, чешуи и позвонки рыб, зубы акулы и фораминиферы.

Нижняя граница точилинской свиты для большинства участков Тигильского района фиксируется литологическим переходом вверх по разрезу перемежающихся песчаных и сланцевых отложений тигильской толщи в сплошь сланцевую серию отложений, каковой является точилинская свита. Верхняя же граница точилинской свиты для большинства участков Тигильского района фиксируется литологическим переходом вверх по разрезу темноцветных, преимущественно глинистых сланцев в серию более светлых, слегка выбеливающихся на поверхности, преимущественно глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев. Но, повторяем, что эти литологические границы иногда могут не соответствовать стратиграфическим границам точилинской свиты ковачинской толщи.

Выше в разрезе ковачинской толщи залегают отложения напанской фации, обнажающиеся на морском берегу у ключа Точило

и отложения одноименной фации, развитые в среднем течении р. Напаны.

В основном, стратиграфическое положение отложений напанской фации в разрезе ковачинской толщи отвечает стратиграфическому положению верхнеолигоценовой фаунистической подзоны с *Lima tigilensis* L. K r i s h t.

Аналогичное положение в стратиграфическом разрезе ковачинской толщи занимают верхняя часть отложений майначинской фации и верхнеолигоценовые кремнистые белесоватые сланцы (если таковые выявятся окончательно) южной половины района.

Весь этот комплекс отложений, отвечающий стратиграфическому положению верхнеолигоценовой фаунистической подзоны с *Lima tigilensis* L. K r i s h t., мы выделяем в корновскую свиту ковачинской толщи. Общая ее характеристика может быть дана в следующем виде.

Корновская свита

Корновская свита состоит, главным образом, из глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев, переслаиваемых тонкими прослойками туфов и туффитов. Сланцы в глубокой свежей зоне темно-серые и серые, компактные, плотные, с глыбово-плитняковой отдельностью; в выветрелой зоне и с поверхности — светло-серые, сизовато-палевые, слегка выбеливающиеся, сильно раздробленные на неправильную чешуйчато-плитчатую отдельность. Весьма характерным для сланцев корновской свиты является очень тонкая частая трещиноватость, ориентированная перпендикулярно наслоению.

В некоторых случаях верхняя часть корновской свиты по строению литологически изменяется, будучи выражена песчаниками и глинистыми песчаниками неслоистыми, серого сизовато-зеленоватого цвета.

Корновская свита довольно хорошо охарактеризована фауной, состоящей, по Л. В. Криштофович, из следующих форм: *Acila* (*Acila*) sp., *Acila* (*Truncacila*) sp., *Nuculana* cf. *ochaneri* var. *elmana* Ether., *N. napanica* L. K r i s h t., *Yoldia* ex gr. *cerussata* Slodk., *Y. transvena* L. K r i s h t., *Y. napanica* L. K r i s h t., *Y. nitida* Slodk. var. *ochotica* L. K r i s h t., *Y. cf. clallamensis* Weaver, *Y. sp.*, *Malletia kamtschatica* L. K r i s h t., *M. korniana* L. K r i s h t., *M. korniana* var. *longa* L. K r i s h t., *M. snatolensis* L. K r i s h t., *Cardita* ex gr. *kovatschensis* Slodk., *C. lanitschensis* sp. n., *C. sp.*, *Thyasira clarki* L. K r i s h t., *T. pervulgata* L. K r i s h t., *Solemia dalli* Ilyina, *Periploma roundiformis* L. K r i s h t., *P. totschiensis* L. K r i s h t., *P. sp.*, *Lima tigilensis* L. K r i s h t., *L. ex gr. goliath* Sow., *Palliolium* (*Delectopecten*) *peckhami* Gabb., *P. (Delectopecten) kornensis*

L. K r i s h t., *Crenella?* sp., *Modiolus restorationensis* V a n W i n k l e, *Scaphander* sp., *Dentalium* sp., *Hemithyris* sp., остатки морских ежей, стеблей криноидей, скелеты рыб, остатки ракообразных и фораминиферы.

Нижняя ее граница для большинства участков района фиксируется литологическим переходом, вверх по разрезу, темноцветных, преимущественно глинистых сланцев точилинской свиты в более светлые, преимущественно кремнисто-глинистые сланцы, каковыми, в большинстве случаев, представлена корновская свита. Верхняя же ее граница для ряда участков районов фиксируется литологическим переходом в более темные и менее кремнистые сланцы неогена (разрез на морском берегу у ключа Точило). Чаще, однако, эта граница определяется литологическим переходом пород корновской свиты, вверх по разрезу, в более светлые, белесоватые, сильно кремнистые сланцы неогена (бассейн р. Напаны и др.). В ряде случаев верхняя граница корновской свиты отвечает переходу составляющих ее сланцев, вверх по разрезу, в сплошь песчаные отложения верхненапанской фации ковачинской толщи (бассейны нижнего течения р. Воямпольки, верхнего течения р. Напаны и верхнего течения р. Тигиль).

Отложения верхненапанской фации и синхроничные им отложения напанской фации ковачинской толщи мы выделяем в жилую свиту.

Жиловная свита

Жиловная свита сложена, главным образом, песчаниками с редкими крупными линзообразными конкрециями мергелистых песчаников. Песчаники полимиктовые, туфогенные, разнозернистые, серые, светло-серые, зеленоватые, относительно рыхлые, плохо-слоистые, с большим количеством мелких обуглившихся растительных остатков. Местами жиловная свита, меняясь фациально, выражена песчанистыми сланцами серого, светло-серого, сиреневатого цвета.

Фауна жилой свиты, по определению А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович [Дьяков Б. Ф. 1935а (ф)], представлена следующими видами: *Nuculana* cf. *napanica* L. K r i s h t., *Yoldia* sp., *Pitar kovatschensis* L. K r i s h t., *Macrocallista* sp., *Macoma kamtschatica* I l y i n a, *Modiolus restorationensis* V a n W i n k l e, *Scaphander* cf. *napanensis* L. K r i s h t., *Dentalium* sp.

НЕОГЕН

Неогеновые отложения Тигильского района нами расчленяются на три толщи: нижнюю — воямпольскую, среднюю — кавранскую и верхнюю — армановскую. Между воямпольской и кавранской толщами отмечается стратиграфический перерыв и угловое несогласие. Взаимоотношение кавранской и армановской толщ рисуется

в форме согласного перехода первой стратиграфически вверх во вторую с частичным взаимопереходом верхов кавранской толщи по простирацию в низы эрмановской толщи.

Воямпольская толща (нижний, средний и нижняя часть верхнего миоцена)

В воямпольскую толщу мы выделяем комплекс отложений нижнего, среднего и частично верхнего миоцена.

Ее стратиграфически нижняя граница нами устанавливается по верхней границе распространения в разрезе третичных отложений Тигильского района верхнеолигоценового фаунистического комплекса (подзоны) с *Lima tigilensis* L. K r i s h t.; верхняя стратиграфическая граница толщи фиксируется трансгрессивным, несогласным залеганием на ней базальных конгломератов кавранской толщи. В нашей стратиграфической схеме третичных отложений Тигильского района, относящейся к 1939 г., воямпольская толща, принимаемая в вышеуказанном объеме, рисовалась в составе двух свит: нижней — таловранской, представленной, главным образом, кремнистыми белесоватыми сланцами, и верхней — халковской, преимущественно сложенной белесоватыми песчаниками.

Палеонтолого-стратиграфический анализ третичных отложений Тигильского района, произведенный Л. В. Криштофович [1944 (ф)] на основании новейших палеонтологических данных, позволил ей в разрезе воямпольской толщи, в частности в разрезе юго-западного и северо-восточного крыльев Точилинской антиклинали на морском берегу между р. Аманиной и р. Эталонной, выделить семь последовательно сменяющих друг друга по вертикали разреза относительно обособленных и вместе с тем взаимосвязанных определенной преемственностью фаунистических комплексов. В соответствии с этим разрез воямпольской толщи ею был расчленен на семь фаунистических зон. Произведенный нами на этой палеонтолого-стратиграфической основе фациально-литологический анализ воямпольской толщи установил, что отмеченные выше два ее типа отложений (преимущественно сланцевый — таловранский и преимущественно песчаный — халковский) не являются, строго говоря, стратиграфическими горизонтами, а скорее представляют собой две основные фации воямпольской толщи, частично взаимозамещающиеся, переходящие друг в друга по простирацию.

Кроме того, среди них нами были выявлены и другие типы отложений, правда, более узкого значения, которые также, ввиду своей невыдержанности по простирацию, могут рассматриваться как определенные фации воямпольской толщи.

Предлагаемая нами ниже схема стратиграфии воямпольской толщи предусматривает, помимо расчленения ее на стратиграфи-

ческие подразделения, именуемые нами свитами, также выделение в ней основных ее фаций с освещением их распространения по площади района и указанием их положения в стратиграфическом разрезе толщи.

Разрез воямпольской толщи нами подразделяется стратиграфически снизу вверх на четыре свиты: аманинскую, гакхинскую, вивентекскую и кулувенскую.

Аманинская свита

К аманинской свите относятся отложения нижнемиоценового возраста, представляющие собой стратиграфически самое нижнее звено воямпольской толщи, выделенное Л. В. Криштофович [1944 (ф)] под названием иолдиевой зоны.

Наиболее полно аманинская свита представлена в разрезе юго-западного крыла Точилинской антиклинали, на морском берегу между р. Гакх и ключом Точило. Здесь к аманинской свите мы относим верхнюю треть так называемой «точилинской свиты» М. Ф. Двали [1938 (ф)], или, как она нами именовалась прежде [1934 (ф), 1935 (ф)], «горизонт верхних темно-серых сланцев точилинской свиты» мощностью в 210 м. Ранее эти отложения ошибочно относились нами [1934 (ф)] к верхнему олигоцену. Сейчас Л. В. Криштофович [1944 (ф)] окончательно установила, что их возраст является нижнемиоценовым. Последнее обстоятельство заставило нас отделить их от подстилающих верхнеолигоценных пород (точилинской и корновской свит). Аманинская свита здесь представлена глинистыми и песчано-глинистыми, иногда слегка кремнистыми, сланцами с редкими тонкими прослоями зеленовато-синих туфов и туффитов. Сланцы довольно хорошо слоистые, компактные, плотные, в свежей зоне темно-серые и серые, с поверхности светло-серые, дымчато-голубоватые. Весьма характерным является присутствие в них многочисленных шарообразных «крокетных» мергелистых конкреций и включений в небольшом количестве псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу.

Породы аманинской свиты довольно хорошо охарактеризованы фауной, которая, согласно определениям Л. В. Криштофович [1944 (ф)], состоит из следующих форм: *Acila (Acila) sp.*, *Nuculana napanica* L. K r i s h t., *Yoldia tigilensis* S l o d k., *Y. slodkewitschi* S i m., *Y. kovatschensis* S l o d k. var. *ovum* L. K r i s h t., *Y. ex gr. pilvoensis* S l o d k., *Y. nitida* S l o d k., *Y. tigilensis* S l o d k. var. *ellipsoides* L. K r i s h t., *Y. angusta* L. K r i s h t., *Y. deiformis* K o g a n., *Y. kovatschensis* S l o d k. var. *gretschischkini* L. K r i s h t., *Y. salvationemensis* L a u t. (in litt.), *Malletia kamtschatica* L. K r i s h t., *M. korniana* L. K r i s h t., *M. snatolensis* L. K r i s h t., *Cardita ilyinae* L. K r i s h t., *C. amanionensis* L. K r i s h t., *Laternula altirata* L. K r i s h t., *L. sp.*, *Thyasira bisecta* C o n r., *Th. kamtschatica* L. K r i s h t., *Corbicula fonsata*

tschensis Ilyina, *Periploma totschiensis* L. Krish t., *Pallio-*
lum (*Delectopecten*) cf. *rondolphi* Dall. var. *tillamookensis* Arn.,
Ostrea gakchiana L. Krish t., *Mytilus* cf. *tigilensis* Slodk.,
M. perrini Clark., *M. edulis* L. Krish t., *Modiolus solea*
 Slodk., *M. tetragonalis* Slodk., *Natica* sp., *Turritella* sp.,
Neptunea sp., *Lingula hians* Sw.

Возраст этой фауны Л. В. Криштофович считает нижнемиоценовым и выделяет ее в особый фаунистический комплекс — зону, именуемую ею иолдиевой.

Описанные отложения по простиранию целиком замещаются другим типом пород, в связи с чем мы их рассматриваем лишь как одну из характерных фаций амининской свиты, выделяемой нами под названием иолдиевой фации.¹

Возможно, в бассейне нижнего течения р. Воямпольки к амининской свите следует относить нижнюю часть выделенной нами в свое время здесь «таловранской свиты», представленную слегка кремнистыми песчано-глинистыми сланцами с редкими тонкими прослоями желтовато-бурых туфов и туффитов. В этих отложениях В. М. Познером [1942 (ф)] в 1941 г. была в двух местах обнаружена *Lingula hians* Sw., являющаяся весьма характерной также для ранее описанных отложений иолдиевой фации амининской свиты. Мощность пород, относящихся здесь к амининской свите, осталась невыясненной. Условно мы ее считаем равной около 100 м. Этот тип пород амининской свиты нами выделяется под названием таловранской фации и помещается в сводном разрезе воямпольской толщи, параллельно иолдиевой фации. Присутствие амининской свиты устанавливается и в южной половине Тигильского района, в частности, в разрезах третичных отложений морского берега у устья р. Майнач к юго-западу от устья р. Морошечной и к северо-востоку от г. Увуч.

У р. Майнач к амининской свите мы относим хорошо слоистые песчано-глинистые, кремнистые, темно-серые зеленоватые в свежей зоне, сильно выбеливающиеся на поверхности, сланцы с тонкими прослоями туфов и туффитов. Мощность этих отложений около 150 м. Породы согласно залегают на отложениях ковачинской толщи, выраженной здесь в майначинской фации, и постепенно переходят вверх в частослоистые кремнистые белесоватые сланцы, принадлежащие более верхним свитам воямпольской толщи. А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович [Дьяков Б. Ф., 1944 (ф)] отсюда были определены: *Nuculana* cf. *napanica* L. Krish t., *N. tigilensis* Slodk., *N. cf. utcholoensis* Ilyina, *Yoldia* sp. (cf. *Y. slodke-*

¹ Ранее мы эту фацию осадков воямпольской толщи называли амининской [1944 (ф)], что теперь является неудобным, поскольку под этим названием в разрезе воямпольской толщи выделяется определенное стратиграфическое звено — амининская свита.

witschi Sim.), *Y. tigilensis* S l o d k., *Cardita* sp., *Thyasira* sp., *Corbicula fonsata* S l o d k., *Macoma* sp., *Periploma* sp., *Ostrea* ex gr. *tigilensis* S l o d k., *Mytilus* cf. *edulis* L., *Lingula hians* S w. Указанная фауна относится к нижнемиоценовой фаунистической иолдиевой зоне Л. В. Криштофович. Эти отложения амаинской свиты по своему литологическому характеру также могут быть отнесены к ее таловранской фации.

В разрезе третичных отложений, развитых у устья р. Морощечной, к амаинской свите в таловранской фации нами относятся породы самой нижней части широко развитой здесь серии кремнистых частослоистых, на поверхности сильно выбеливающихся сланцев. К сожалению, мощность пород, принадлежащих амаинской свите, здесь осталась точно невыясненной, однако надо полагать, что она достигает всего лишь нескольких десятков метров.

На присутствие амаинской свиты в разрезе третичных отложений у г. Увуч указывает обнаруженная в подошве обнажающихся здесь частослоистых песчано-глинистых туфогенных пород, залегающих непосредственно на ковачинской толще, выраженной в майначинской фации, фауна с *Lingula hians* S w. Мощность отложений, принадлежащих здесь амаинской свите, достигает всего лишь нескольких метров. Эта песчано-сланцевая фация амаинской свиты в сводном разрезе воямпольской толщи нами не указывается, поскольку она выявлена пока в одном случае и имеет весьма малую мощность. Возможно, однако, что эта фация нижнего миоцена окажется развитой и в других участках района.

Гакхинская свита

Впервые гакхинская свита была выделена М. Ф. Двали [1938 (ф)] в 1934 г. при геологическом картировании площади Точилинской и Хромовской антиклиналей.

В состав свиты им была включена весьма мощная серия белесоватых кремнисто-глинистых сланцев, снизу ограниченная темноцветными породами «точилинской свиты» М. Ф. Двали, вошедшими в нашу амаинскую свиту, а сверху перекрытая весьма характерными кремнистыми оскольчатыми опокovidными сланцами, выделенными им и нами в вивентекскую свиту воямпольской толщи.

Этот комплекс пород принят и нами за объем гакхинской свиты. Наиболее полно она представлена и изучена в разрезе юго-западного и северо-восточного крыльев Точилинской антиклинали на морском берегу к юго-западу и к северо-востоку от ключа Точило. Стратиграфически гакхинская свита нами подразделяется на пять подевит, соответствующих выделенным Л. В. Криштофович [1944 (ф)] пяти фаунистическим зонам. Первая (нижняя) подевита в разрезе гакхинской свиты в береговом разрезе Точилинской антиклинали дости-

гает около 240 м мощности. Представлена она темно-серыми и серыми в свежей зоне и выбеливающими в выветрелой зоне песчано-глинистыми, кремнисто-глинистыми, а в кровле — опоковидными легкими зловонными сланцами с частыми прослоями туфов и туффи-тов по всему разрезу свиты. Фауна первой (нижней) подсвиты гакхинской свиты, выделенная Л. В. Криштофович в особый фаунистический комплекс, состоит из следующих форм: *Acila* (*Acila*) sp., *Nuculana napanica* L. K r i s h t., *Yoldia kovatschensis* S l o d k., *Y. aff. deformis* K o g a n, *Y. longissima* S l o d k., *Y. kovatschensis* S l o d k. var. *ovum* L. K r i s h t., *Y. nitida* S l o d k., *Y. ex gr. nitida* S l o d k., *Y. pilvoensis* S l o d k., *Malletia snatolensis* L. K r i s h t., *M. cf. kamtschatica* L. K r i s h t., *Cardita cf. ilyinae* L. K r i s h t., *C. ex gr. kovatschensis* S l o d k., *C. cf. pilvoensis* K h o m., *C. sp.*, *Laternula allarata* L. K r i s h t., *Thyasira bisecta* C o n r., *Periploma* sp., *Pecten gakchensis* L. K r i s h t., *Ostrea gakchiana* L. K r i s h t., *Mytilus tigilensis* S l o d k., *Modiolus solea* S l o d k., *M. tetragonalis* S l o d k., *M. dvalii* I l y i n a, *Pododesmus* sp., *Margarites* sp., *Monodonta* sp., *Acmaea* sp., *Turritella ex gr. gakchensis* L. K r i s h t., *Neptunea* sp.?, *Fusinus* sp., *Turris* sp., *Scaphander* sp.

Вторая подсвита гакхинской свиты в береговом разрезе Точилинской антиклинали достигает 325 м мощности. Представлена она серыми, темно-серыми в свежей зоне и светло-серыми в выветрелой зоне, главным образом, кремнисто-глинистыми хорошо слоистыми сланцами с частыми тонкими прослоями туфов и туффи-тов.

Фауна второй подсвиты гакхинской свиты, выделенная Л. В. Криштофович в особую фаунистическую зону с *Turritella gakchensis* L. K r i s h t., состоит из следующих форм: *Acila* (*Acila*) *divaricata* H i n d s., *Nuculana* sp. *N. aff. napanica* L. K r i s h t., *N. aff. pennulata* Y o k., *Yoldia nitida* S l o d k., *Y. pilvoensis* S l o d k., *Y. cf. longissima* S l o d k., *Y. ex gr. scissurata* D a l l., *Malletia snatolensis* L. K r i s h t., *M. kamtschatica* L. K r i s h t., *Cardita striata* L. K r i s h t., *C. orientalis* L. K r i s h t., *C. cardiumoides* L. K r i s h t., *C. pilvoensis* K h o m., *C. sp.*, *C. cf. antiqua* S l o d k., *Laternula cf. totschiensis* L. K r i s h t., *L. sp.*, *Thyasira bisecta* C o n r., *Cardium puchlensis* I l y i n a, *Cuspidaria* (*Cardioma*) sp., *Periploma* sp., *Ostrea gakchiana* L. K r i s h t., *Natica* sp., *Turritella gakchensis* L. K r i s h t., *T. ex gr. gakchensis* L. K r i s h t., *T. sp.*, *Neptunea* sp., *Fusinus* sp., *Scaphander* sp., остатки ежей, чешуи рыб.

Третья подсвита гакхинской свиты в береговом разрезе Точилинской антиклинали имеет мощность около 360 м и литологически расчленяется нами на четыре горизонта. Выражена она здесь, в основном, сланцами, кремнисто-глинистыми и песчано-глинистыми, хорошо слоистыми, серого цвета в свежей зоне и грязно-белесоватого в выветрелой зоне, с тонкой трещиноватостью,

ориентированной перпендикулярно к наслению. В подсите много тонких прослоев туфов. Иногда встречаются крупные мергелистые конкреции.

Фауна третьей подситы гакхинской свиты, выделенная Л. В. Криштофович [1946 (ф)] в особую фаунистическую зону с *Cardium puchlensis* Ilyina, состоит из следующих форм: *Nuculana* aff. *penderoides* K h o m., *N.* aff. *robia* H u r o d a, *N.* cf. *slodkewitschi* K o g a n, *Yoldia alta* S l o d k., *Y. convexa* S l o d k., *Y. longissima* S l o d k., *Cardita striata* L. K r i s h t., *C. orientalis* L. K r i s h t., *C. sp.*, *Laternula ovum* L. K r i s h t., *L. toschiloensis* L. K r i s h t., *L. sp.*, *Thyasira* cf. *disjuncta* S t. var. *ochotica* L. K r i s h t., *Cardium puchlensis* Ilyina, *C. aff. puchlensis* Ilyina, *Papyridea* cf. *kipenensis* S l o d k., *Macoma* sp., *Solen* cf. *sicarius* (G o u l d.), *Cuspidaria* (*Cardiomya*) aff. *tigilensis* S l o d k., *Pecten gakhensis* L. K r i s h t., *Ostrea gakhiana* L. K r i s h t., *Modiolus* aff. *solea* S l o d k., *Modiolaria* sp., *Patella* sp., *Turritella gakhensis* L. K r i s h t. et var. *tricolulata* sp. et var. nov., *T. cf. ighilana* Ilyina, *T. sp.*, *Neptunea* sp., *Balanus* sp., остатки рыб.

Четвертая подсита гакхинской свиты в береговом разрезе Точилинской антиклинали достигает 240 м мощности. Представлена она, главным образом, песчано-глинистыми и песчаными сланцами. Породы плохослоистые; в свежей зоне темно-серые, компактные; в выветрелой зоне мелкораздробленные, серо-зеленоватые, невыбеливающиеся или очень слабо выбеливающиеся. Для этой подситы весьма характерным является наличие многочисленных друз псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу, достигающих $1\frac{1}{2}$ м величины. В подсите много прослоев туфов и туффитов, особенно частых и мощных (0,6—1,2 м) в ее верхней и нижней частях. Вблизи кровли и подошвы подситы породы ее становятся более плотными, лучше слоистыми, слегка кремнистыми. Подсита фаунистически пока недостаточно выявлена. Немногочисленная фауна отсюда, тем не менее, является достаточно своеобразной, что позволило Л. В. Криштофович выделить ее в особую фаунистическую зону с *Corbicula*. Состав фауны следующий: *Yoldia posneri* L. K r i s h t., *Y. posneri* var. *toschiloensis* sp. et var. nov., *Y. alta* S l o d k., *Y. pennulata* S l o d k. var. *ilyinae* L. K r i s h t., *Y. sp.*, *Cardita* sp., *Corbicula* sp., *Macoma* sp., *Cuspidaria* (*Cardiomya*) aff. *tigilensis* S l o d k., *Dentalium* sp., *Turritella* sp.

Пятая подсита гакхинской свиты в береговом разрезе юго-западного крыла Точилинской антиклинали представлена, главным образом, песчано-кремнистыми и песчанисто-глинистыми сланцами. В разрезе северо-восточного крыла Точилинской антиклинали ее литологический состав, по В. М. Познеру [1942 (ф)], является значительно более песчаным.

Породы пятой подситы гакхинской свиты плохослоистые,

в свежей зоне — серые, серо-зеленоватые, компактные; в выветренной зоне они мелко раздробленные, светло-серые, грязно-белесоватые.

В подсвите встречаются тонкие прослои туфов и туффитов и редкие крупные мергелистые конкреции.

Фауна подсвиты немногочисленна, тем не менее она характерна, и Л. В. Криштофович [1944 (ф)] ее выделяет в самостоятельный фаунистический комплекс (зону) с *Nuculana miocenica* L. K r i s h t.

Состав фауны следующий: *Nuculana (Sacella) miocenica* L. K r i s h t., *N. (Sacella) miocenica* var. *olofae* sp. et var. nov., *N. (Nuculana) grandis* L. K r i s h t., *N. (Nuculana)* cf. *robai* H u r o d a, *H. (Nuculana)* sp., *Yoldia pennulata* S l o d k. var. *ilyinae* L. K r i s h t., *Y. convexa* S l o d k., *Y. lanceolata* L. K r i s h t., *Y. cf. amaninensis* S i m., *Cardita* sp., *Thyasira* cf. *disjuncta* S t. var. *ochotica* L. K r i s h t., *Laevicardium (Cerastoderma)* sp., *Liocyma fluctuosa* G o u l d., *Macoma* sp., *Cuspidaria (Cardiomya)* aff. *tigilensis* S l o d k., *Palliolum (Delectopecten)* cf. *pedroanus* T r a s k., *Scaphander* sp.

Общая мощность гакхинской свиты в береговом разрезе Точилинской антиклинали около 1350 м. Ее возраст Л. В. Криштофович [1944 (ф)] определяется среднемиоценовым.

В описанном разрезе гакхинской свиты, несмотря на кажущийся, на первый взгляд, ее однообразный характер, мы находим возможным выделить три различных типа отложений: белесоватые кремнистые сланцы, представляющие три нижние подсвиты; белесоватые, преимущественно песчаные отложения, составляющие верхнюю, пятую подсвиту, и своеобразные темно-серые песчано-сланцевые отложения с массой характерных друз из псевдоморфоз кальцита по кристаллам гейлюссита, слагающие четвертую подсвиту.

В распространении по площади района эти типы пород гакхинской свиты значительно изменяют свой стратиграфический диапазон, частично или полностью переходя друг в друга, выступая, таким образом, в сводном разрезе гакхинской свиты района лишь как различные ее фации. Больше того, фация белесоватых кремнисто-глинистых сланцев гакхинской свиты, слагая нижнюю часть последней, является непосредственным продолжением таловранской фации аманинской свиты, которая, таким образом, выступает общей для обеих этих свит фацией, представляя собой одну из наиболее характерных и распространенных фаций воямпольской толщи, приуроченной к стратиграфически нижней половине толщи.

То же относится и к фации преимущественно песчаных отложений гакхинской свиты. Эта фация слагает в точилинском разрезе только верхнюю часть гакхинской свиты, в других местах района она обладает значительно большим стратиграфическим диапазоном, опускаясь вниз по разрезу воямпольской толщи до средней части

гакхинской свиты и поднимаясь вверх по разрезу воямпольской толщи до средней части вивентской свиты. Таким образом, эта фация является общей для обеих указанных свит, представляя собой определенную фацию воямпольской толщи, именуемую нами халковской, приуроченную к стратиграфически средней части толщи.

Что касается фации темно-серых песчаных отложений с многочисленными друзами из псевдоморфоз кальцита по кристаллам гейлюссита, то ее следует рассматривать как второстепенную фацию воямпольской толщи, так как она не выходит за пределы четвертой подсвиты гакхинской свиты и имеет весьма ограниченное распространение по площади района.

В бассейне нижнего течения р. Воямпольки, где гакхинской свите соответствуют верхняя, большая часть здесь нами ранее выделенной «таловранской свиты» и весь «горизонт нижних белесоватых песчаников халковской свиты» [Дьяков Б. Ф. 1935а (ф)], мы не находим «гейлюсситовую» фацию. Последняя, по-видимому, здесь замещена либо халковской фацией, либо таловранской фацией.

Изменяется здесь и стратиграфический объем таловранской фации. Отложения последней, представляя собой целиком всю выделенную здесь, в свое время, «таловранскую свиту» [Дьяков Б. Ф., 1935 (ф)], стратиграфически отвечает не только нижней части гакхинской свиты, что мы наблюдали в Точилинском разрезе, но и всей нижнемиоценовой амининской свите, которая в Точилинском разрезе выражена в иной фации. Еще более резкие изменения стратиграфического диапазона отложений этих фаций наблюдаются в зонах, окаймляющих юго-восточную — ирунейскую и северо-западную — омгонскую группы выходов на дневную поверхность мезозойских образований.

В верховьях р. Левой Напаны, вблизи Медвежьего хребта, большая часть гакхинской свиты, включая третью, четвертую и пятую подсвиты, выражена в сплошь песчаной — халковской фации и только две нижние ее подсвиты остаются выраженными в таловранской фации, но и в последней отмечается увеличение грубо-обломочного материала.

Общая мощность гакхинской свиты здесь значительно уменьшается, что связано с общим уменьшением мощности всей воямпольской толщи.

Возможно, нечто аналогичное происходит в разрезе гакхинской свиты и на морском берегу у м. Омгон, р. Майнач и р. Моршечной.

Что же касается гакхинской свиты у г. Увуч, то здесь ей, по-видимому, отвечает большая верхняя часть выделенной нами в свое время [1935 (ф)] «свиты серых песчаников и сланцев» мощностью всего лишь в несколько десятков метров, так что расчленить ее здесь на подсвиты и выделить в ней какие-либо фации — невозможно.

Вивентекская свита

Вивентекская свита впервые была установлена М. Ф. Двали [1938 (ф)] в 1934 г. при его геологическом картировании площади Точилинской и Хромовской антиклиналей. В указанную свиту им были выделены здесь кремнистые опоковидные сланцы. Вниз по разрезу эти породы граничат с менее кремнистыми и более песчаными породами пятой подсвиты гакхинской свиты, охарактеризованной фаунистическим комплексом (зоной) с *Nuculana miocenica* L. K r i s h t., а вверх по разрезу — с песчаными светло-серо-бурыми и белесоватыми отложениями, выделенными им в кулувенскую свиту. В таком объеме представляем и мы вивентекскую свиту. Наиболее полно она представлена и изучена в том же разрезе морского берега, по крыльям Точилинской антиклинали, что и залегающие ниже свиты воямпольской толщи. Видимая мощность вивентекской свиты в разрезе юго-западного крыла достигает 135 м. По данным В. М. Познера [1942 (ф)], в разрезе северо-восточного крыла этой антиклинали ее полная мощность равняется около 160 м. Литологически вивентекская свита здесь представлена, преимущественно, кремнистыми белесоватыми опоковидными сланцами.

Сланцы тонкослоистые, сильно выбеливающиеся на поверхности в чистый белый и кремовый цвета, крепкие, оскольчатые, с раковистым изломом, звонкие, с неправильно плитчатой отдельностью. Среди сланцев много тонких прослоев туфов и туффитов зеленовато-синего и бурого цвета.

Палеонтологически свита еще недостаточно изучена. По имеющимся данным для нее всюду весьма характерным является обилие *Palliolum pedroanus* T r a s k. Это побудило Л. В. Криштофович выделить в этой части разреза третичных отложений Тигильского района особую фаунистическую зону с *Palliolum pedroanus* T r a s k. Возраст вивентекской свиты Л. В. Криштофович [1944 (ф)] считает среднемиоценовым.

Вивентекская свита, как и залегающие ниже свиты воямпольской толщи, широко распространена в Тигильском районе. Повсеместно ее присутствие можно констатировать по наличию в разрезе, среди относительно грубокластических отложений, чистых белых или кремовых звонких плитчатых хорошо слоистых сланцев с обильными отпечатками *Palliolum pedroanus* T r a s k. Однако это вовсе не означает, что только этими породами в каждом данном разрезе ограничивается вивентекская свита как стратиграфическое звено третичных пород. Так, в разрезе третичных отложений бассейна нижнего течения р. Воямпольки аналогами вивентекской свиты являются, по-видимому, не только пачка опоковидных сланцев, мощностью в 70—75 м, выделенная нами в средней части разреза «халковской свиты», а также и часть подстилающих и перекрывающих ее пород, выраженных в песчаной фации, выделенных нами

в «горизонты нижних и верхних белесоватых песчаников халковской свиты» [Дьяков Б. Ф., 1935 (ф), 1935а (ф), 1941 (ф)]. Однако указать точно, в какой именно степени принимают здесь участие отложения песчаной фации в сложении вивентекской свиты, мы сейчас не сможем. То же, по-видимому, следует признать и для разрезов вивентекской свиты в других участках района, что отвечает общему характеру фациальной изменчивости третичных пород Тигильского района.

Наиболее характерную, основную, а в ряде случаев и единственную фацию вивентекской свиты, представленную вышеописанными кремнистыми опоковидными сланцами, мы выделяем в верхнеталовранскую фацию воямпольской толщи. У нее и ранее описанной таловранской фации много общих черт, но они принадлежат к стратиграфически различным частям воямпольской толщи и отделяются друг от друга отложениями халковской фации. Однако мы допускаем случаи, когда последние могут отсутствовать, тогда верхнеталовранская фация соединится с таловранской и утратит свое самостоятельное значение. Допустимы и такие случаи, когда верхнеталовранская фация окажется целиком замещенной халковской фацией и не проявится совершенно в разрезе воямпольской толщи.

Кулувенская свита

Впервые кулувенская свита была установлена М. Ф. Двали [1938 (ф)] в 1934 г. на площади Точилинской и Хромовской антиклинали, где им тогда производилось геологическое картирование. В эту свиту им были отнесены почти сплошь песчаные отложения, залегающие на опоковидных сланцах вивентекской свиты и перекрывающиеся базальным конгломератом кавранской толщи. В этом же объеме кулувенскую свиту представляем и мы. Ее палеонтологическая характеристика выступает пока что в очень неопределенной форме, тем не менее ее стратиграфическое положение является вполне ясным.

Снизу кулувенскую свиту ограничивает фаунистическая зона с *Palliolium pedroanus* T r a s k., отвечающая вивентекской свите, обычно в большей своей части выраженной верхнеталовранской фацией, а сверху ее ограничивают базальные конгломераты кавранской толщи.

В разрезе Точилинской антиклинали на морском берегу кулувенская свита полностью обнажается лишь на северо-восточном крыле антиклинали, где ее мощность В. М. Познер [1942 (ф)] определяет в 820 м. Эта мощность нам кажется резко преувеличенной за счет включения В. М. Познером в кулувенскую свиту нижней части кавранской толщи.

Согласно данным наших прежних исследований, мощность кулувенской свиты здесь достигает около 600 м. Сложена она пре-

имущественно песчаниками грязно-сери-бурого, белесоватого цвета, разнозернистыми, полимиктовыми, туфогенными плохослоистыми и косослоистыми, с неправильно глыбовой и комковатой отдельностями. Среди песчаников подчиненно присутствуют прослои буровато-серых песчано-глинистых сланцев, а также пачки конгломератов.

В нижнем течении р. Воямпольки стратиграфически тождественным кулувенской свите, по-видимому, является выделенный нами ранее здесь [Дьяков В. Ф., 1935 (ф), 1935а (ф), 1934 (ф)] «горизонт верхних белесоватых песчаников халковской свиты» или большая его часть.

Кулувенской свите принадлежит также какая-то верхняя часть или, может быть, целиком все песчаные отложения верхов воямпольской свиты в разрезах морского берега между мысом Омгон и Утхолокским мысом.

Фауна кулувенской свиты является еще весьма слабо изученной. Ныне выявленный ее комплекс нам представляется состоящим из следующих форм: *Glycymeris* cf. *septentrionalis* Меек., *Cardita* cf. *praeruptensis* S l o d k., *C. antiqua* S l o d k., *C. cf. crebri-costata* К r a u s e var. *nomensis* М а с N e i l, *C. sp.*, *Laternula djakovi* I l y i n a, *L. (Aelga) besshoensis* (Y o k.), *Cardium* sp., *Laevicardium (Cerestoderma)* aff. *californiensis* D e s h., *L. (Cera-stoderma) etheringtoni* K o g a n, *Chione* sp., *Liocina fluctuosa* (G o u l d.), *Macoma* ex gr. *nasuta* C o n r., *Macra (Spisula) polynyma* S t., *Cuspidaria (Cardiomya) kovranensis* S l o d k., *Mya* ex gr. *grewingki* М а к., *Modiolus vajampolkensis* S l o d k. Эту фауну Л. В. Криштофович выделяет в зону с *Laternula besshoensis* (Y o k.) и относит по возрасту к среднему или верхнему миоцену. Кроме того, И. Б. Плешаковым [1939] в отложениях кулувенской свиты северо-восточного крыла Точилинской антиклинали был обнаружен и описан *Desmotilus*.

Из изложенного видно, что кулувенская свита повсеместно в Тигильском районе выражена преимущественно песчаными отложениями с той лишь разницей, что в зонах, облекающих как омгонскую, так и ирунейскую группы выходов мезозойских образований на дневную поверхность, она резко уменьшается в мощности и в ее составе увеличивается количество грубокластического материала.

Песчаные отложения кулувенской свиты, а также верхней части вивентекской свиты, где последняя выражена песчаниками, мы выделяем в верхнехалковскую фацию воямпольской толщи. У нее и ранее описанной халковской фации воямпольской толщи много общих черт, но они принадлежат к стратиграфически различным частям воямпольской толщи и отделяются друг от друга отложениями верхнеталовранской фации. Однако мы допускаем случаи, когда верхнеталовранская фация окажется отсутствующей в раз-

разрезе воямпольской толщи, тогда верхнехалковская фация объединится с халковской и утратит свое самостоятельное значение.

В районе Ковачинской бухты (юго-западное крыло синклинали) в результате петрографических исследований пород, относимых нами к кулувенской свите, М. Ф. Филипповой [1944 (ф)] разрез последних был расчленен на три довольно четко выделяющихся горизонта.

Для нижнего горизонта, мощность которого приблизительно равна 76 м, минералогическим коррелятивом является обилие полевых шпатов и кварца в легкой фракции и роговой обманки в тяжелой фракции.

Для среднего горизонта, мощность которого приблизительно равна 166 м, минералогическим коррелятивом является повышенное содержание аморфного кремнезема в легкой фракции и эпидота и биотита в тяжелой фракции.

Для верхнего горизонта, мощность которого ориентировочно достигает 72 м, минералогическим коррелятивом является обилие моноклинного пироксена в тяжелой фракции.

Насколько является стратиграфически выдержанным по протиранию пород вивентекской свиты ее петрографическое расчленение, сейчас сказать не представляется возможным, так как петрографических детальных исследований других разрезов кулувенской свиты не производилось.

Кавранская толща

В кавранскую толщу мы выделяем комплекс морских отложений верхнемиоцен-плиоценового возраста.

Стратиграфически нижняя граница кавранской толщи фиксируется трансгрессивным несогласным залеганием ее базальных конгломератов на различные горизонты палеоген-миоценовых отложений. В тех случаях, когда несогласного залегания кавранской толщи непосредственно выявить не удастся, что имеет место при залегании ее на грубopесчаных и даже конгломерато-песчаных отложениях кулувенской свиты воямпольской толщи в зоне слабой дислоцированности палеоген-миоценовых отложений, подопла кавранской толщи устанавливается по появлению в разрезе неогеновых отложений первых снизу конгломератов с обильными гальками, состоящих из подстилающих пород. Обычно гальки в этих случаях состоят, главным образом, из кремнистых белесоватых сланцев воямпольской толщи.

Стратиграфически верхняя граница кавранской толщи устанавливается по переходу морских отложений вверх по разрезу толщи в континентальные породы, выделяемые в армановскую толщу.

Ввиду появившихся в литературе [Плешаков И. Б., 1938, 1939] отрицаний и сомнений в существовании несогласного залегания

кавранской толщи на подстилающих отложениях, мы находим необходимым привести некоторые фактические данные.

В верхнем течении р. Напаны наблюдается залегание конгломерато-песчаных отложений кавранской толщи с отчетливо выраженным угловатым несогласием на кремнистых сланцах воямпольской толщи.

В среднем течении р. Напаны отмечается залегание кавранской толщи на темно-серых сланцах ковачинской толщи и на песчано-сланцевых отложениях тигильской толщи.

В прибереговой полосе южной половины Тигильского района базальные конгломераты кавранской толщи, залегающей здесь на породах воямпольской толщи, почти целиком состоят из галек кремнистых пород последней. При этом, в отличие от интенсивной мелкой складчатости пород воямпольской толщи, отложения кавранской толщи имеют спокойное моноклинальное залегание.

Среди базальных конгломератов кавранской толщи в нижнем течении р. Снатол отмечается большое количество плохо окатанных обломков мергелистых конкреций с фауной воямпольской толщи.

На морском берегу к юго-западу от м. Непропуск в гальке базальных конгломератов кавранской толщи В. М. Познером [1942 (ф)] в 1941 г. была обнаружена нижнемисценевая фауна воямпольской толщи.

Несогласное залегание кавранской толщи на подстилающие отложения отчетливо выявляется при составлении площадной карты южной половины Тигильского района и, в частности, для площади между рр. Напана, Черная речка, Ланыч, где отложения воямпольской, ковачинской и тигильской толщ, дислоцированные в складки, перекрываются плащом отложений кавранской толщи с пологим моноклинальным залеганием слоев на северо-запад.

Кавранскую толщу мы подразделяем стратиграфически снизу вверх на горизонт базальных конгломератов и какертскую и этолонскую свиты.

Горизонт базальных конгломератов

В различных участках района горизонт базальных конгломератов кавранской толщи выражен различно. По р. Кавран, р. Хейсливеем и по р. Утхолок он представлен сплошной, плохослоистой массой конгломератов, мощностью от 200 до 400 м.

В бухте Ковачинской, на морском берегу между м. Омгон и устьем р. Тигиль, между ключом Точилю и устьем р. Этолоной, а также в бассейне нижних течений р. Воямпольки и р. Ковачины этот горизонт выражен неравномерно перемежающимися пачками конгломератов и песчаников. Мощность его здесь достигает 200 м.

Наконец, есть случаи, как например; в среднем течении р. Напаны, когда в основании кавранской толщи залегает либо весьма

маломощная пачка конгломератов, либо грубозернистые песчаники с отдельными гальками.

Породы горизонта базальных конгломератов кавранской толщи обычно рыхлые, грязно-бурого и сизовато-зеленоватого цвета. Гальки конгломератов различно окатанные, различной величины, состоят преимущественно из непосредственно подстилающих пород, чаще — из кремнистых белесоватых сланцев воймпольской толщи. Цемент конгломератов — грубопесчаный. Песчаники горизонта большей частью грубозернистые рыхлые косослоистые.

Фауна базальных конгломератов кавранской толщи, согласно определениям А. П. Ильиной [1940а (ф)], состоит из следующих форм: *Nuculana slodkewitschi* K o g a n, *Cardita tokunagai* Y o k., *Laternula (Aelga) djakovi* I l y i n a, *Taras gravis* K o g a n, *Phacoides (Lucinoma) acutolineata* C o n r., *Tellina djakovi* S l o d k., *Apolimetus excavata* S o w., *Macoma nasuta* C o n r., *M. truncatoides* K h o m., *Thracia condoni* D a l l, *Mya arenaria* L., *M. truncata* L., *Pecten turbiculus* Y o k., *Mytilus tichanovichii* M a k., *M. kamtschaticus* S l o d k., *Modiolus wajampolkensis* S l o d k., *Pododesmus macroschisma* D e s h., *Ranella (Priene) cf. corbiculata* D a l l, *Crepidula ungana* D a l l, *Epitonium boreale* B a c k., *Turritella tokunagai* Y o k., *Neptunea cf. crebricostata* D a l l, *Amathina nibilis* A d.

В своем заключении А. П. Ильина отмечает, что возраст базального конгломерата (без верхней его части) кавранской толщи определяется как верхи миоцена. Верхняя часть базального конгломерата, вероятно, относится уже к низам плиоцена.

Наиболее распространенным руководящим видом для базальных конгломератов толщи является *Modiolus wajampolkensis* S l o d k.

Залегающая выше на горизонте базальных конгломератов основная часть разреза кавранской толщи в северной части района (к северу от рр. Напана и Тигиль) может быть расчленена на две свиты: нижнюю — какертскую и верхнюю — этолонскую.

Какертская свита

Какертская свита представлена в основном глинистыми песчаниками и песчанистыми глинами большей частью рыхлыми, легкими, плохослоистыми, светло-серого, грязно-белесоватого и буроватого цветов.

Мощность свиты около 1500 м. Из макрофауны отсюда А. П. Ильиной были определены следующие формы: *Nuculana pernula* M i l l., *Thyasira wajampolkana* L. K r i s h t., *Laevicardium (Cerastoderma) shanjense* Y o k., *Mya arenaria* L.

Возраст отложений какертской свиты, на основании приведенного списка фауны, определяется как плиоцен, без дальнейшего уточнения.

Этолонская свита

Этолонская свита выражена в основном грубозернистыми, местами гравелистыми песчаниками с прослоями конгломератов и ракушняков. Породы грубо косослоистые, ржаво-бурого, серого, местами почти черного цветов. Залегают они прослоями и пачками в несколько метров мощности.

Мощность этолонской свиты достигает 500 м. Стратиграфически вверх она согласно переходит в континентальные отложения, выделяемые нами в эрмановскую толщу.

По нашим сборам В. С. Слодкевичем [1936] из этолонской свиты была определена следующая фауна: *Acila (Truncacila) costrensis* (Hinds) var. *empirensis* (Howe), *Arca trilineata* Conr., *Glycymeris yessoensis* (Sow.), *Cardita beringiana* Slodk., *C. crassidens* (Brod et Sow.), *C. kamtschatica* Slodk., *C. kovranensis* Slodk., *C. puella* Slodk., *C. kamtschatica* var. *paucicostata* sp. et var. Slodk., *C. monilicosta* Gabb. var. *ochotica* Slodk., *C. pnasruptensis* Slodk., *C. prolongata* (Conr.), *Thyasira disjuncta* Stew. var. *ochotica* L. Krishn., *T. bisecta* var. *nipponica* Yabe et Nom., *Taras (Felaniella) semiasperum* (Phil.), *T. (Felaniella) parilis* Conr., *Pitaria gretschischkini* Slodk., *P. kovranensis* Slodk., *Sanguinolaria (Muttalia) nutallii* Conr., *Macra (Spisula) polynyma* Stimps., *Pandora gretschischkini* Slodk., *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jay, *Pholadidea penita* (Conr.), *Pecten (Pallium) swiftii* Bern. var. *heteroglyptus* Yok., *P. (Pallium) swiftii* Bern. var. *etchegoni* And., *P. (Pallium) swiftii* Bern. var. *nutteri* Arn., *P. (Pallium) swiftii* Bern. var. *piltunensis* Khom., *Pecten (Patinopecten) cancrinus* Gld. var. *oregonensis* Howe, *Modiolus tenuistriatus* Slodk., *Pododesmus macroschisma* (Desh.).

Кроме того, из этолонской свиты, по нашим сборам, А. П. Ильиной [1940а (ф)] были определены следующие виды гастропод: *Puncturella nobilis* Yok., *Acmaea kamtschatica* Ilyina, *Natica janthostoma* Desh., *Crepidula kamtschatica* Ilyina, *Epitonium (Opalia) cf. prunicola* Dall, *Turritella gretschischkini* Ilyina, *T. etalonensis* Ilyina, *Cerithiopsis crassicincta* Yok., *Buccinum strigilatum* Dall, *B. strigilatum* var. *kamtschatica* Ilyina, *Nassarius (Schisopiga) cf. waldorfensis* Arn., *Neptunea lirata* Mart., *N. lirata* Mart. var. *unicostulata* Ilyina, *N. lirata* var. *bicostulata* Ilyina, *N. lirata* var. *pluricostulata* Ilyina, *N. (Sulcosipho) cf. lawsoni* Mart., *N. (Sulcosipho) sectiensis* Mart., *N. (Sulcosipho) sectiensis* Mart., *N. crebricostata* Dall, *N. kamtschatica* Ilyina, *Lora kamtschatica* Ilyina, *Spirotropis (Antiplanes) perversa* var. *voyi* (Gabb.), *Ringicula musachienoensis* Yok., *Leptoconchus rostratus* Adams.

Помимо этой фауны, из этолонской свиты Л. В. Криштофович

были определены следующие формы брахиопод: *Diestothyris ochotensis* L. Krisht., *Terebratulina transversa* Sow. var. *elegans* L. Krisht., *Coptothyris ovalis* L. Krisht., *C. cf. ovalis* L. Krisht.

На основании приведенного выше списка фауны возраст свиты определяется как верхний плиоцен.

Общая мощность кавранской толщи в северной половине Тигильского района (горизонт базальных конгломератов, какертская свита и этолонская свита) достигает 1400 м.

В южной половине Тигильского района (к югу от р. Тигиль) выделить в кавранской толще какертскую и этолонскую свиты не представляется возможным. Вся основная часть кавранской толщи, залегающая на горизонте базальных конгломератов, здесь является сплошь песчаной.

Песчаники серого, серо-желтого, буроватого, сизоватого и зеленоватого цветов, разнзернистые, рыхлые, плохослоистые, очень часто косослоистые, плохо отсортированные. Местами среди них встречаются прослой конгломератов и ракушечников. Общая мощность кавранской толщи в южной части Тигильского района, включая и горизонт базальных конгломератов, достигает 1500 м. Стратиграфически вверх она здесь, как и в северной половине района, согласно переходит в континентальную эрмановскую толщу.

Общий комплекс макрофауны кавранской толщи (без горизонта базальных конгломератов) южной половины Тигильского района, согласно определениям В. С. Слодкевича [1936], содержит следующие формы: *Cardita (Papyridea?) kipenensis* Slodk., *C. berginiana* Slodk., *C. snatolana* Slodk., *Laternula (Aelga) besshoensis* Yok., *Phacoides (Lucinoma) acutilineata* Conr., *Tellina pulchra* Slodk., *Macoma nasuta* Conr., *Sanguinolaria (Nuttallia) ochotica* Slodk., *Macra (Spisula) polynyma* Stimps., *Pecten (Palliolium) swiftii* Bern. var. *etchechini* And., *P. (Patinopecten) yessoensis* Yok., *P. (Patinopecten) subrefugiensis* Slodk., *P. (Patinopecten) singularis* Slodk., *Mytilus chejeveensis* Slodk., *Pododesmus macroschisma* Desh., *Calyptrea inornata* Gabb., *Epitonium (Arctoscala) aff. saudara* Tegl., *E. boreale* var. *ochotense* Midd., *Turritella gretschischkini* Ilyina, *Spirotropis (Antiplanes) perversa* var. *perversa* Gr. et Gl.

В среднем течении р. Тигиль, вблизи сел. Седанка, М. Ф. Двали [1939] в отложениях, параллелизуемых им с вышеописанной кавранской толщей, отмечает две фации — морскую и континентальную.

Морские отложения здесь, по М. Ф. Двали, представлены разнзернистыми, местами косослоистыми, песчаниками серо-сизого, буроватого цветов, с линзами конгломератов.

Палеонтологически породы охарактеризованы, согласно определениям В. С. Слодкевича, следующей фауной: *Yoldia kuluntu-*

nensis Slodk., *Taras cf. usta* (Gld.), *Tellina tigilensis* Slodk., *Mya arenaria* L. var. *japonica* Jay, *Modiolus tigilensis* Slodk.

Континентальные отложения кавранской толщи здесь представлены, по М. Ф. Двали, отложениями песков и глин грязно-серо-бурого цвета, с линзами и конкрециями сферосидеритов и пластами лигнитов.

Касаясь взаимоотношений этих двух фаций, М. Ф. Двали указывает, что континентальные отложения залегают под морскими. Судя по фауне, последние относятся к самой верхней части разреза кавранской толщи. Отсюда следует сделать вывод, что стратиграфически верхняя часть кавранской толщи, наряду с согласным переходом в континентальные отложения стратиграфически вверх (что мы отмечали выше), может в своей верхней части содержать континентальные отложения, залегающие в форме больших линз или выклинивающихся по простиранию пачек.

Эрмановская толща

В эрмановскую толщу мы включаем континентальные отложения бассейна р. Тигиль, бассейна нижнего течения р. Воямполки и морского берега у устья р. Этолоны и около р. Тигиль.

Максимальная мощность эрмановской толщи достигает 300—400 м. Представлена она серыми, достаточно хорошо отсортированными мелко- и среднезернистыми, иногда косослоистыми песчаниками и тонкопесчанистыми светло-серыми легкими ломкими глинами, с обильными обуглившимися растительными остатками в форме тонких волокон.

Породы залегают слоями от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров мощности.

В толще отмечается ряд выклинивающихся по простиранию прослоев бурых углей и лигнитов, большей частью рыхлых, имеющих мощность от нескольких сантиметров и десятков сантиметров до 1—2 м каждый. В некоторых случаях наблюдаются конгломераты и сферосидериты, залегающие в виде выклинивающихся прослоев и линз.

В нижней части эрмановской толщи среди континентальных слоев наблюдаются слои с морской фауной. Последняя представлена: *Epitonium boreale* var. *ochotense* Midd., *Turritella gretschinskini* Ilyina.

Верхние горизонты толщи нами наблюдались лишь в устье р. Тигиль, где они согласно переходят в плотно сцементированные бурые конгломераты, представляющие собой, по-видимому, древние аллювиальные отложения.

Из эрмановской толщи, по нашим сборам, А. Н. Поярковой [1938(ф)] была определена следующая флора: *Equisetum parlatorii* (Heer) Schimp., *Betula cf. bendieri* Kowlt., *B. sp.*, *Salix*

coalingensis Dorf., *S. cf. dayana* Knowlt., *S. multinervis* A. Rojark., *S. amygdaloides* A. Rojark. sp. n.

Относительно возраста вышеуказанной флоры А. И. Пояркова приходит к заключению, что она относится к самым верхам плиоцена и к плейстоцену. Упомянутую флору А. И. Пояркова рассматривает как сильно обедненную арктическую флору, свидетельствующую о суровом климатическом режиме, установившемся к началу плейстоцена в северо-восточной Азии.

Горизонт базальных конгломератов, какертская и этолонская свиты, а также эрмановская толща при своем распространении по территории Тигильского района заметно меняют свои мощности, а их литологические границы изменяют свое стратиграфическое положение в разрезе. В связи с этим они, по мере расширения площади своего развития, приобретают значение фаций, взаимоотношение которых в вертикальном разрезе кавранской и эрмановской толщи нами показано в сводном стратиграфическом разрезе кайнозойских отложений Тигильского района.

Все изложенное выше о стратиграфии и фациях третичных отложений Тигильского района позволяет вскрыть некоторые основные черты палеогеографии района третичного времени и схематично представить условия и процесс седиментации третичных отложений. К освещению этих вопросов мы и переходим.

При взгляде на геологическую карту Тигильского района обращает на себя внимание присутствие среди сплошного поля третичных отложений целого ряда изолированных выходов мезозойских образований.

Морфологически они, в большинстве своем, выступают в виде крупных возвышенностей, гряд гор и хребтов с абсолютными высотами до 900 м и относительным превышением над окружающей их местностью, сложенной третичными отложениями, до 300—500 м.

Будучи приурочены к южной половине района, выходы мезозойских пород географически могут быть подразделены на две группы: северо-западную, или омгонскую, включающую обширное поле мезозойских образований мыса Омгон и относительно небольшой выход на берегу Ковачинской бухты, образующий г. Увуч, и юго-восточную, или ирунейскую, включающую хребты Хайрюзовский, Канымч, Пансатайн и группу возвышенностей среднего течения р. Напаны, образующих здесь так называемые «щеки» реки, а также относительно невысокий увал — Березовый мыс.

Характерно, что все выходы мезозойских пород в плане имеют форму вытянутых в северо-восточном направлении неправильных эллипсов и располагаются один за другим или параллельно друг другу по линиям северо-восточного простирания. Получается так, что все выходы мезозойских образований Тигильского района оказываются приуроченными к двум параллельным полосам (зонам), вытянутым в северо-восточном направлении.

Зона омгонской группы выходов мезозойских образований расположена непосредственно у морского берега (бухта Ковачинская — мыс Омгон), а зона ирунейской группы выходов мезозойских пород простирается восточнее на 50—60 км от первой. До настоящего времени на выходы мезозойских образований Тигильского района смотрели либо как на горстовые поднятия, либо рассматривали их как ядра антиклинальных структур третичных отложений. Ни то, ни другое, с нашей точки зрения, не является главным в определении их природы и сущности.

Отмеченные выше две зоны выходов мезозойских образований мы рассматриваем как крупные тектонические поднятия, развивавшиеся на протяжении всего палеоген-миоценового времени в условиях происходившего тогда общего опускания района.

Эти два одновременно протекавшие тектонических процесса — общее погружение района (по-видимому, неравномерное) и зональные поднятия — обусловили основной фон палеогеографии Тигильского района в палеоген-миоценовое время в виде неравномерно мелководного морского бассейна с архипелагом островов, приуроченных к вышеотмеченным зонам тектонических поднятий района. Последние одновременно со своим развитием (поднятием) подвергались частичному разрушению палеоген-миоценовым морем и захоронению его осадками.

Сейчас эти палеоострова, видоизмененные тектоническими процессами верхнетретичного времени, выступают в виде изолированных выходов мезозойских образований.

Доказательством справедливости выдвинутого нами положения о своеобразной геотектонической природе выходов на дневную поверхность мезозойских образований и об их специфическом, весьма важном палеогеографическом значении для Тигильского района, как участков суши палеоген-миоценового моря, служит весь приведенный ранее фактический материал и изложенный выше анализ стратиграфии и фаций третичных отложений района.

Добавим к этому следующие геологические данные.

1. Выходы мезозойских образований имеют зональное расположение.

2. Трансгрессивное несогласное залегание третичных отложений на мезозойских породах имеет характер облекания последних и перекрывания их своими стратиграфическими различными горизонтами.

3. Отмечены (в верховьях р. Кавран) случаи отчетливого ингрессивного залегания тигильских базальных конгломератов на мезозойских образованиях.

4. Характерно наличие у третичных отложений, непосредственно перекрывающих выходы мезозойских образований, простирающихся, изменяющихся в соответствии с морфологической формой данного выхода мезозойских пород или его участка. Эти про-

стирания являются отличными от обычного северо-северо-восточного простирания третичных отложений. Последние приобретают свое обычное простирание только в некотором удалении от выходов мезозойских пород.

5. Характерно наличие вокруг некоторых выходов мезозойских пород дизъюнктивных нарушений, по которым и происходит контакт мезозойских пород с окружающими их третичными отложениями. Происхождение такого вида дизъюнктивных нарушений проще объяснить, если данный выход мезозойских пород представлять себе в качестве выступа мезозойского основания, захороненного окружающими его третичными осадками, оказавшегося, при последующих тектонических движениях, окаймленным по своей периферии дизъюнктивными нарушениями.

Накопление осадков третичного возраста в Тигильском районе обязано двум седиментационным циклам: палеоген-миоценовому, в течение которого происходило отложение тигильской, ковачинской и воямпольской толщ, и верхнемиоцен-плиоценовому, во время которого отлагались осадки кавранской и эрмановской толщ. Каждому циклу седиментации в Тигильском районе предшествовали: тектоническая фаза и эрозионный период. Каждый седиментационный цикл начинался морской трансгрессией и заканчивался регрессией моря.

Ниже мы рассматриваем наиболее продолжительный и сложный, по условиям и характеру осадконакопления, палеоген-миоценовый цикл седиментации (см. схематическую палеогеографическую карту).

К началу третичного времени Тигильский район представлял собой сушу, по-видимому, с крупно расчлененным рельефом. В юго-западной части его южной половины возвышался Омгонский горный массив, к востоку от него располагалась вытянутая в северо-восточном направлении относительно узкая депрессия, которую с востока ограничивали на севере — Напанские возвышенности и на юге — крупное Ирунейское поднятие.

В эпоху льярами или в начале палеоцена в пределы Тигильской суши вторгается море. Водные массы то заполняют депрессии Тигильской суши, то покидают их с тем, чтобы потом вновь их занять, вновь покинуть и вновь возвратиться в пределы Тигильского района. Это были заливно- и проливообразные мелководные, значительно опресненные бассейны. Окружающие участки суши располагаются близко друг от друга, что ведет к образованию преимущественно грубокластических осадков: конгломератов и разнозернистых песчаников хулгунской фации тигильской толщи. Основная масса этих осадков скапливается, главным образом, в центральных частях Хулгунских бассейнов, у берегов накопление их происходит в значительно меньших количествах. Периодические обмеления бассейнов прежде всего сказываются в их при-

брежных зонах, где полуконтинентальный режим способствует локальному распространению угленосной — утхолокской фации тигильской толщи.

Наконец, тигильская трансгрессия становится более широкой и устойчивой. Лишь частые мелкие эпейрогенические движения продолжают влиять на ее развитие, вызывая то большее, то меньшее затопление тигильской суши. Водные пространства становятся более обширными, участки суши, размываясь и заливаясь, резко обособляются и изолируются друг от друга. Тигильский бассейн в это время еще мелководен. В его водах располагается архипелаг островов: Омгонского, Напанского, Ирунейского. В это время в зонах, окаймляющих эти изолированные участки суши, продолжают отлагаться грубокластические осадки, ныне выделенные нами в увучинскую фацию тигильской толщи. На остальной же, большей части территории Тигильского бассейна накапливаются песчано-сланцевые отложения снатольской фации тигильской толщи.

К концу тигильского периода палеоген-миоценового седиментационного цикла палеогеографические условия осадконакопления начинают резко меняться.

Мелководный тигильский бассейн с архипелагом островов, с сильными течениями, с резкими волнениями водных масс и интенсивной волноприбойной, абразионной деятельностью становится все более и более обширным, более открытым. Водная среда его становится спокойной. Она лишена сильных течений. Начальный этап становления этого нового типа бассейна в Тигильском районе фиксируется появлением, по-видимому, в относительно глубоководных участках бассейна, однообразных, преимущественно сланцевых осадков верхнеснатольской фации тигильской толщи.

К этому времени появляется новый источник осадкообразования — подводные вулканические извержения с центрами, расположенными на месте современных мысов: Утхолокского и Кахтанинского, а также в верховьях р. Тигиль и за северной границей Тигильского района — в Паланском и Подкагернском районах, где вулканические извержения были особенно интенсивными. Затем начинается ковачинский период седиментации.

Ковачинский период палеоген-миоценового цикла седиментации характеризуется накоплением преимущественно сланцевых отложений почти по всей территории Тигильского района.

Ковачинский бассейн продолжает иметь внутри себя архипелаг островов, но в меньшем количестве и меньших размеров, вокруг которых продолжают, как и в тигильское время, отлагаться осадки относительно более грубокластического состава, ныне выделенные нами в майначинскую фацию ковачинской толщи.

В наиболее глубоководных, центральных участках Ковачинского бассейна, в спокойной водной среде отлагаются однородные, тонкопелитовые осадки, представляющие собой сейчас хорошо слоистые, черные плитчатые и листоватые сланцы пухлинской фации ковачинской толщи. В зонах, более близких к участкам суши, в это время происходит накопление тонкопесчаных и глинистых, плохослоистых и микрокосослоистых отложений точилинской фации ковачинской толщи.

Все осадки ковачинского времени содержат туфогенный материал. Последний является либо распыленным среди терригенной массы ковачинских осадков, либо концентрируется отдельными прослоями различной мощности. Его гранулометрический состав и количественное содержание в ковачинских осадках стоит, в основном, в прямой зависимости от географического положения того или иного участка осадконакопления по отношению к эруптивным центрам ковачинских вулканов.

Этим объясняется почти полное отсутствие или, вернее, незначительное количество туфогенного материала в отложениях пухлинской фации ковачинской толщи, развитой в максимальном удалении от вулканических центров Тигильского района. Большое количество туфогенного материала отмечается в осадках ковачинской толщи у современного морского берега, вблизи которого находились центры вулканических извержений ковачинского времени (Утхолокский мыс, Кахтанинский мыс, прибрежная часть Паланского района).

В середине ковачинского периода осадконакопления начинается более усиленная вулканическая деятельность. Это отражается на отлагавшихся осадках, которые становятся почти повсеместно наиболее туфогенными, но опять-таки для различных участков Тигильского района в различной степени. Эти отложения ныне нами выделяются в напанскую фацию ковачинской толщи.

Окончание ковачинского периода палеоген-миоценового седиментационного цикла характеризуется локальным обмелением Ковачинского бассейна. Это вызвало появление в целом ряде мест Тигильского района песчаной — верхнепанской фации ковачинской толщи.

Воямпольский период седиментации начинается резким изменением общего режима бассейна Тигильского района.

Участками мелеющий бассейн верхнековачинского времени как бы обновляется. Он восстанавливает широкую связь с океаном. Прилив новых океанических вод приводит в повсеместному заселению воямпольского бассейна новой фауной. К этому времени усиливается вулканическая деятельность. К терригенным осадкам бассейна непрерывно привносится все в увеличивающемся количестве туфогенный материал.

Появляются нового характера отложения, другие фации. На-

чальный этап воямпольского периода седиментации фиксируется появлением в различных участках бассейна Тигильского района резко различных фаций. В одном случае развивается относительно слабо туфогенная серия сланцевых осадков амининской фации воямпольской толщи, в других — туфогенно-сланцевая таловранская фация.

Это зависело, главным образом, от неравномерности распространения по площади района туфогенного материала в связи с различным географическим положением различных участков района от центров вулканических извержений воямпольского времени.

В дальнейшем этот фактор будет также влиять на процесс осадкообразования и характер осадков, но уже в меньшей степени. Постепенно для большинства участков бассейна условия осадкообразования устанавливаются более или менее однообразными. Мелководный режим бассейна, удаленность источников терригенного материала или, вернее, малые источники терригенного материала, которыми продолжают быть небольшие островообразные участки суши, интенсивная вулканическая деятельность — вот основные палеогеографические элементы Тигильского района воямпольского времени.

Несколько относительно более глубоководный бассейн, существовавший в первую половину воямпольского периода палеогено-миоценового седиментационного цикла, фиксируется широким распространением в Тигильском районе таловранской фации воямпольской толщи. И лишь в зонах, непосредственно окаймляющих острова воямпольского бассейна, продолжает развиваться относительно более грубокластическая, еще более туфогенная песчаная фация, именуемая нами халковской фацией воямпольской толщи.

Затем, приблизительно в начале второй половины воямпольского периода седиментации, режим морского бассейна Тигильского района начинает изменяться. Изменение это выражается в общем обмелении бассейна. Повсеместно кластический материал становится более грубым. Таловранская фация постепенно уступает свое господствующее положение халковской фации. Это отвечает времени образования третьей подсвиты гахкинской свиты. Обмеление воямпольского бассейна сопровождается локальным опреснением его отдельных участков, что фиксируется появлением осадков с солоноводной фауной *Corbicula*, выделенных нами в так называемую «гейлюситовую» фацию воямпольской толщи. По времени это совпадает с формированием четвертой подсвиты гахкинской свиты.

В дальнейшем нормальная соленость водного бассейна Тигильского района восстанавливается, однако он еще надолго остается относительно мелководным.

И только в среднем миоцене в вивентекское время морской бассейн района вновь становится, как и в начале воямпольского

периода седиментации, относительно более глубоководным. Это фиксируется почти повсеместным развитием в районе весьма характерной кремнисто-сланцевой, верхнеталовранской фации воямпольской толщи. Продолжался этот палеогеографический режим недолго. В конце вивентекского времени, что соответствует верхам среднего миоцена, морской бассейн снова становится повсеместно мелководным.

По всей его площади развиваются грубообломочные осадки, выделенные нами в верхнехалковскую фацию воямпольской толщи. Этот палеогеографический этап был весьма продолжительным. Он занял все время формирования мощной кулувенской свиты воямпольской толщи. Дальнейшее развитие палеоген-миоценового цикла седиментации для нас неизвестно. Его обрывает трансгрессивно залегающая на палеоген-миоценовых отложениях кавранская толща.

Чрезвычайно характерной чертой для рассмотренного выше палеоген-миоценового цикла седиментации Тигильского района является единообразие процессов количественного распределения осадков по площади района (имеется в виду только его южная половина) во все периоды и этапы цикла.

В зонах, окаймляющих участки суши Тигильского палеобассейна, во все периоды и этапы палеоген-миоценового цикла седиментации накопление осадков происходило в минимальных количествах, а в участках, наиболее удаленных от участков суши, — накопление осадков происходило в максимальных количествах.

Изогипсы равных мощностей осадков, изображенные весьма схематично на нашей палеогеографической карте Тигильского района, в равной мере относятся как для отдельных стратиграфических звеньев, так и для всех в целом палеоген-миоценовых отложений.

Одновременно с этим указанные изогипсы равных мощностей осадков являются изогипсами палеоструктурной карты поверхности мезозойского ложа третичных осадков на конец палеоген-миоценового цикла седиментации. Изогипсы, изображенные на нашей палеогеографической карте Тигильского района, выражают собой не абсолютные величины мощностей осадков или глубин залегания поверхности мезозойского ложа третичных осадков (в период палеоген-миоценового цикла седиментации), а отражают относительные изменения указанных геологических категорий, при этом в весьма общей форме.

Построение их произведено на основании выявленных для различных участков района мощностей осадков как отдельных стратиграфических единиц, так и всех взятых в целом осадков палеоген-миоценового возраста. В участках, где выявить абсолютные величины мощностей осадков было невозможно, изогипсы проводились на основании фациального анализа осадков данного участка.

Особенно резкие изменения мощностей палеоген-миоценовых отложений в районе отмечаются в направлении от современного морского берега (г. Увуч — м. Омгон) на восток и юго-восток к Напанским и ирунейским массивам мезозойских пород.

У г. Увуч и м. Омгон мощность палеоген-миоценовых отложений равняется 700—1200 м; у Напанских «щек» и у хр. Медвежьего — мощность их достигает 1500—3000 м, а в центральной части между этими пунктами, в бассейне среднего и верхнего течения рр. Ковачины, Снатол, Пухль мощность палеоген-миоценовых отложений достигает свыше 6000 м, при расстоянии по прямой от г. Увуч — м. Омгон до Напанских «щек» или хр. Медвежьего в 50—60 км.

Изменение мощностей палеоген-миоценовых отложений в направлении с юга на север вдоль морского берега от г. Увуч до Точилинской антиклинали характеризуется следующими цифрами. У г. Увуч мощность палеоген-миоценовых отложений равняется около 700 м, у южного края м. Омгон (у р. Морощечной) около 1200 м, у северного края м. Омгон (у р. Майнач) — около 2000 м и в участке Точилинской антиклинали — свыше 4000 м.

Основными геологическими факторами, определившими столь разнообразный характер фаций, их сложное сочетание друг с другом в вертикальном разрезе отложений и зональное их распространение по площади, а также своеобразный характер изменений мощностей осадков Тигильского района, с нашей точки зрения, являются следующие.

1. Происходившее одновременно с процессом осадконакопления в период всего палеоген-миоценового времени общее региональное опускание района, сопровождающееся локальными, зональными тектоническими поднятиями с образованием островов суши.

2. Своеобразный процесс осадкообразования в условиях морского бассейна с архипелагом островов, в основном мелководного, более открытого в ковачинский и воямпольский периоды палеоген-миоценового седиментационного цикла.

3. Вулканическая деятельность, происходившая в районе и вблизи его на протяжении всего третичного времени, начиная с верхнетигильского (нижний олигоцен).

ЛИТЕРАТУРА

Гантман Д. С. Маршрутные геологические исследования по рекам Облуковиной и Крутогоровой на западном берегу Камчатки. Проблемы советской геологии, № 4, 1936.

Двали М. Ф. Отчет по обработке керн структурных крелиусных скважин № 1 и № 2 в Воямпольском районе (западное побережье Камчатки). Фонд ВНИГРИ, 1937 (ф).

Двали М. Ф. Геологическое строение района Точилинской и Хромовской антиклиналей (зап. побережье Камчатки, Тигильский район). Фонд ВНИГРИ, 1938 (ф).

Двали М. Ф. Геологическое строение западного побережья Камчатки (Паланский район). Фонд НГРИ, 1939.

Два ли М. Ф. Геологическое пересечение Камчатского Срединного хребта через Красную сопку. Труды НГРИ, сер. А, вып. 122, 1939а.

Два ли М. Ф. К проблеме нефтяной базы на Камчатке. Вестник ДВ филиала АН СССР, № 33 (1), 1939б.

Дьяков Б. Ф. Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатки. Тигильский район. Фонд ВНИГРИ, 1932 (ф).

Дьяков Б. Ф. Нефтеосность западного берега Камчатки. «Нефтяное хозяйство», № 6, 1933.

Дьяков Б. Ф. Геологические маршрутные исследования в Южно-Тигильском районе западного побережья Камчатки. Годовой отчет НГРИ за 1931 г., 1933а.

Дьяков Б. Ф. Материалы к геологоразведочным работам и структурному бурению на Воямпольской, Точилинской, Аманино-Тигильской, Напанской, Ковачинской и Каврано-Хейслинской площадях Тигильского района западного побережья Камчатки. Фонд ВНИГРИ, 1934 (ф).

Дьяков Б. Ф. Геология и нефтеосность западного побережья полуострова Камчатки (Тигильский район). Фонд ВНИГРИ, 1935 (ф).

Дьяков Б. Ф. Геологическое строение Воямпольской антиклинали. Фонд ВНИГРИ, 1935а (ф).

Дьяков Б. Ф. Геологические исследования на западном побережье п-ова Камчатки. Тигильский район. Труды НГРИ, сер. А, вып. 83, 1936.

Дьяков Б. Ф. Материалы по геологии и нефтеосности Западной Камчатки. Фонд ВНИГРИ, 1938 (ф).

Дьяков Б. Ф. Геологический отчет об исследованиях керна структурной реликтовой скважины на Хромовской антиклинали. Фонд ВНИГРИ, 1941 (ф).

Дьяков Б. Ф. Стратиграфия и фации третичных отложений Тигильского района (Западная Камчатка). Фонд ВНИГРИ, 1944 (ф).

Дьяков Б. Ф. Маршрутные геологические исследования в юго-западной части Камчатки. Фонд ВНИГРИ, 1946 (ф).

Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и нефтеосность Западной Камчатки. Труды ВНИГРИ, вып. 14, 1955.

Ильина А. П. Стратиграфия и фации третичных отложений западного побережья Камчатки. ДАН, т. II, № 8, 1936.

Ильина А. П. Фауна ковачинской свиты. Фонд ВНИГРИ, 1940 (ф).

Ильина А. П. Стратиграфия и фауна кавранской толщи западного побережья полуострова Камчатки. Фонд ВНИГРИ, 1940 (ф).

Кара-Мурза Э. Н. Стратиграфия тигильской толщи западного побережья Камчатки на основании палеоботанических данных по материалам геологов НГРИ. Фонд ВНИГРИ, 1939 (ф).

Криштофович Л. В. Фауна и стратиграфия ковачинской толщи. Фонд ВНИГРИ, 1939 (ф).

Криштофович Л. В. Отчет по обработке фауны керна скв. № 2 на Воямпольской антиклинали. Фонд ВНИГРИ, 1940.

Криштофович Л. В. Материалы к стратиграфии и фауне некоторых детальных разрезов белесоватой толщи западного побережья Камчатки. Фонд ВНИГРИ, 1944 (ф).

Криштофович Л. В. Стратиграфия и фауна тигильской толщи западного побережья Камчатки. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 23, 1947.

Микulich Л. В. Предварительный отчет о маршрутных геологосъемочных работах по р. Хайрюзовой — р. Кавран в 1932 г. Фонд ДВГУ, 1933 (ф).

Микulich Л. В. Предварительный отчет о геологосъемочных работах в районе р. Утхолок — м. Омгон в 1933 г. Фонд ДВГУ, 1934 (ф).

Плешаков И. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. Проблемы советской геологии, № 6, 1938.

Плешаков И. Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки. Труды ВНИГРИ, сер. А, вып. 123, 1939.

Познер В. М. Предварительный отчет о работе Воямпольского отряда Камчатской геологической партии в 1941 г. Рукопись. Фонд ВНИГРИ, 1942 (ф).

Пояркова А. И. Ископаемая флора Западной Камчатки. Фонд ВНИГРИ, 1933 (ф).

Пояркова А. И. Ископаемая флора Западной Камчатки. Фонд ВНИГРИ, 1936 (ф).

Савельев В. И. Отчет о геологоразведочных работах на Хайрюзовском каменноугольном месторождении в 1933 г. Фонд ДВГУ, 1934 (ф).

Слодкович В. С. Стратиграфия и фауна третичных отложений западного побережья Камчатки. Труды НГРИ, ч. 1, сер. А, вып. 79, 1936.

Туганов Б. Г. Отчет о результатах геологопоисковых работ Напанской геологопоисковой партии ДВГУ на западном побережье Камчатки. Фонд ДВГУ, 1934 (ф).

Филиппова М. Ф. Материалы к петрографии третичных отложений Тигильского района западного побережья Камчатки. Фонд ВНИГРИ, 1944 (ф).

Хоменко И. П. Заключение о возрасте третичных свит западного побережья Камчатки. Фонд ВНИГРИ, 1933 (ф).

ГЕОЛОГИЯ КАМЧАТКИ

(сборник статей)

Редактор Михаил Федорович Двали

Техн. редактор И. М. Геннадьева

Вед. редактор А. А. Чижов

Корректоры: З. Г. Сегаль и Н. Е. Гульман

Сдано в набор 1/XII-1956 г. Подп. к печати 9/III-1957 г. Формат бумаги 60/92¹/₁₆.

Печ. л. 15¹/₈ + 4 вкл. (усл. л. 16¹/₄). Уч.-изд. л. 18.91. Тираж 1000 экз.

Индекс 11-5-4. М-01583.

Гостоптехиздат (Ленинградское отделение). Невский проспект, 28.

Издательский № 10164. Заказ № 1176.

Типография «Красный Печатник». Ленинград, Московский проспект, 91.

Цена 14 р. 75 к.